

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

FÁBIO MACEDO DE LIMA

FACIOLOGIA E AMBIENTES DEPOSICIONAIS DA FORMAÇÃO GUABIROTUBA,
BACIA DE CURITIBA-PR

CURITIBA

2010

FÁBIO MACEDO DE LIMA

FACIOLOGIA E AMBIENTES DEPOSICIONAIS DA FORMAÇÃO GUABIROTUBA,
BACIA DE CURITIBA-PR

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do título de mestre em Geologia exploratória, programa de pós-graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Luiz Alberto Fernandes (UFPR).

Co-orientador: Mário Sérgio de Melo (UEPG).

CURITIBA

2010

TERMO DE APROVAÇÃO

FÁBIO MACEDO DE LIMA

FACIOLOGIA E AMBIENTES DEPOSICIONAIS DA FORMAÇÃO GUABIROTUBA,
BACIA DE CURITIBA-PR

Dissertação aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no curso de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, pela seguinte banca examinadora:

Orientador:

Prof. Dr Luiz Alberto Fernandes
Universidade Federal do Paraná,
UFPR

Co-orientador:

Prof. Dr. Mário Sérgio de Melo
Universidade Estadual de Ponta Grossa
UEPG

Prof^a. Dr^a. Ana Góes
Instituto de Geociências
Universidade de São Paulo
IGc-USP

Prof. Dr. Eduardo Salamuni
Universidade Federal do Paraná,
UFPR

AGRADECIMENTOS

A minha família: Bernardino, Zeila, Patrícia e Daniela, pelo apoio e compreensão nos momentos difíceis;

Aos primos que me receberam em sua casa: Edson, Léa, Talita e Henrique;

Ao meu orientador Luiz Alberto Fernandes, pelas conversas, discussões, orientações, sugestões e correções;

Ao meu co-orientador Mário Sérgio de Melo, pelas discussões e minuciosas observações;

A Fundação Araucária; agência financiadora de projeto Potencial das Argilas da Bacia de Curitiba e região de Castro, Piraí do Sul-PR (POTE);

A Coordenadoria de Aperfeiçoamento Pessoal (CAPES), pela concessão de bolsa de estudos;

As colegas de trabalho de campo Denise Machado e Paola Cunha, com quem compartilhei de muita chuva, sol, frio, calor, trânsito, atoleiros, bolachas, insetos e lama;

Ao técnico do Laboratório de Estudos Sedimentológicos (LABeSED), Daniel paredes, por ajudar nos trabalhos de campo e no processamento de amostras;

A Rodolfo José Angulo e Ana Maria Góes, pelas correções e sugestões no trabalho de Qualificação;

Aos coordenadores do Laboratório de Estudos Costeiros (LECOST), Rodolfo José Angulo e Maria Cristina Souza, por cederem veículo para campo;

Ao coordenador do Laboratório de Análises de Bacia e Petrofísica (LABAP), Fernando Mancini, também por ceder veículo para campo;

Ao Prof. Eduardo Salamuni, pelas discussões e material sobre a Bacia de Curitiba;

Aos colegas da pós-graduação e graduação em Geologia: Isabele Silva, João Paulo Schultz, Júlia Lemos, Edimar Perico, Marcelo Muller, Maria Luiza dos Anjos e Bruno Simioni;

A César, Cristiane e Saul, amigos contrerrâneos que muitas vezes me ajudaram a superar um dos muitos dias cinzas.

*Think about the times when you're happy,
Think about the times when you're sad.
Think about the life you are living,
Think about your life and be glad.*

*You are living,
you are in the world,
And your life belongs to you.*

*You are living,
you are of the earth,
And the earth is of you too.*

*There'll be times when you are lonely,
There'll be times when you are down.
They are times you remember,
With a smile or with a frown.*

*"Think about the times"
Ten Years After*

RESUMO

A Bacia de Curitiba situa-se na porção leste do estado do Paraná, região sul do Brasil. Tem forma alongada na direção NE e pertence ao Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Os sedimentos atualmente distribuem-se por 3000km² de área, e possuem espessura máxima preservada de até 90 m. Seu embasamento é constituído principalmente por rochas gnáissico-graníticas do Complexo Atuba, e as áreas altas adjacentes por rochas granitóides (Província Graciosa) a leste, e rochas metamórficas a oeste (Grupo Açungui), todas de idade proterozóica. Durante o Paleógeno, esforços tectônicos distensivos atuaram na margem sul e sudeste do Brasil. Estes ocasionaram rebaixamentos tectônicos ao longo de estruturas do embasamento, reativadas com deslocamento normal dominante. Na Bacia de Curitiba, sistemas de leques aluviais se desenvolveram a partir das bordas, e seus depósitos foram designados de Formação Guabirotuba. Os resultados ora apresentados constituem conclusões de pesquisa sobre a distribuição das associações faciológicas, interpretação genética e evolução sedimentar da Bacia de Curitiba. Utilizou-se para tanto, identificação e associação de fácies, análise dos elementos arquitetônicos e estudo de paleocorrentes. As associações de fácies identificadas exibem freqüentes passagens graduais entre si, das bordas para o interior da bacia. Foram caracterizadas seis associações de fácies principais, correspondentes a contextos deposicionais fluviais. Na borda leste, lentes cascalhosas e arenosas amalgamadas, por vezes intercaladas a lamais, sugerem retrabalhamento de fluxos de detritos por rios com canais entrelaçados de alta energia (*associação A*). Rumo ao interior oeste, feições acanaladas areno-cascalhosas escavadas em lamais, caracterizam depósitos de rios de canais entrelaçados com barras arenosas (*associação B*). Na atual área central da bacia, estratos lenticulares amplos formados da intercalação de lentes menores, sugerem presença de canais mais duradouros, entrelaçados em períodos de menor vazão (*associação C*). Já nas proximidades da atual borda oeste, intercalações tabulares delgadas entre lamais e areias indicam inundações por fluxos laminares recorrentes, em contexto de fluxos de detritos lamosos (*associação D*). Feições paleopedogenéticas identificadas nesta associação permitem supor ambiente deposicional com períodos de baixa ou nenhuma sedimentação, com condições favoráveis ao desenvolvimento da vegetação. As associações mais distais *C* e *D* intercalam-se a estratos tabulares de cascalhos com matriz arenosa, cuja origem é vinculada a rios entrelaçados de sistemas de leques aluviais provindos da borda oeste (*associação E*). Na extremidade norte da bacia, feições lenticulares formadas por areia fina com gradação normal ou areia grossa estratificada que se intercalam a lamais, sugerem existência de canais fluviais calmos, mas com aumento sazonal de vazão (*associação F*). As paleocorrentes exibem rumos médios das bordas para o interior, com discreta convergência para norte-noroeste. Esta tendência combinada com a atual posição e distribuição das associações de fácies sedimentares, sugere que as dimensões originais da Bacia de Curitiba eram maiores que as atuais, e que o antigo sistema de drenagem fluía em sentido diverso do atual, possivelmente conectando-se com o atual Vale do Ribeira.

Palavras-chave: Curitiba, Formação Guabirotuba, faciologia de bacias rifte.

ABSTRACT

The Curitiba Basin is located on the east of Paraná State, southern Brazil region. It has elongated shape to NE direction, and belongs to Southern Brazil Cenozoic Rift System. Currently it has an area of approximately 3000km² and its utmost sediment thickness is of 85 meters, known as Guabirotuba Formation. Its bedrock is composed mainly of Complex Atuba granitic-gneissic rocks, and adjacent highlands are made of granitoid rocks (Graciosa Province) on the east, and metamorphic rocks on the west (Group Açungui), all of them from Proterozoic age. Throughout the Paleogene, the southern and southeastern regions of Brazil were affected by extensional tectonic shear. Thus, bedrock faults were mainly reactivated with normal slip. On the Curitiba Basin, alluvial fan systems were developed from the borders, and its deposits have been called Guabirotuba Formation. The presented results are research conclusions about faciological associations distribution, genetic interpretation and sedimentary evolution of Curitiba Basin. For this purpose, it has used facies associations and architectural elements identification, and paleocurrent analysis. The facies associations frequently exhibit gradual transitions between them, from the margins towards basin inland. Six facies associations filling the basin were recognized, representing depositional fluvial contexts. On the eastern edge, amalgamated sandy-gravelly lenses, sometimes mud intercalated; suggest debris flow deposits reworked by high energy braided channel rivers (A association). Towards the west, sandy-gravelly channel features scoured on muds are typical braided sandy-bar channels river deposits (B association). On the current central basin area, large lenticular strata formed by minor lenses intercalations, suggest more-permanent channels braided only at falling stage (C association). Around the current western border, thin tabular sand strata intercalated with muds indicate recurrent laminar floods on muddy debris flows context (D association). Paleopedogenetic features in this association suggest low or absent sedimentation periods on depositional environment, with favorable conditions to vegetation growth. The distally associations C and D are intercalated with sandy-matrix gravels, which are related to braided river systems of alluvial fans from the western edge (E association). At the northernmost basin limit, normal gradation fine-sand and planar through cross-bed coarse-sand form channelled features mud intercalated, suggest calmer river channels with sazonal flow increasement (F association). The paleocurrents mean showed transport direction from the edges to the inland, with slight convergence to the north-northwest. Such trend combined with the current position and sedimentary facies distribution, suggests that the original dimensions of the Curitiba Basin were larger than the current one, and, the ancient drainage system flowed to a different direction from the present, possibly connected with the current Vale do Ribeira.

Key-words: Curitiba, Guabirotuba Formation, rift basin lithofaciology.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: limites atuais dos sedimentos da Bacia de Curitiba	11
Figura 2: premissas para obtenção de paleocorrentes	18
Figura 3: modelo de sistema de leque aluvial	21
Figura 4: modelo de sistema de canais entrelaçados	22
Figura 5: modelo de sistema de canais meandantes	24
Figura 6: modelo de sistema de canais anastomosados	25
Figura 7: topografia e arcabouço estrutural regional do SRCB	26
Figura 8: litoestratigrafia do segmento central do SRCB	27
Figura 9: mapa do contorno estrutural do embasamento	31
Figura 10: evolução tectono-sedimentar da bacia sedimentar de Curitiba	33
Figura 11: mapa de isopropriedades da bacia sedimentar de Curitiba	34
Figura 12: superfícies erosivas do primeiro planalto paranaense	42
Figura 13: fácies sedimentares	47
Figura 14: fácies sedimentares	49
Figura 15: fácies sedimentares	52
Figura 16: fácies eo/telodiagnéticas	53
Figura 17: fotomosaico Associação A	57
Figura 18: fotomosaico Associação B	59
Figura 19: fotomosaico Associação C	61
Figura 20: fotomosaico Associação D	63
Figura 21: fotomosaico Associação E	65
Figura 22: fotomosaico Associação F	67
Figura 23: diagramas de rosáceas com rumos resultantes de paleocorrentes	70
Figura 24: diagramas de rosáceas com rumos resultantes de paleocorrentes	71
Figura 25: seções colunares das associações A e B	76
Figura 26: seções colunares das associações C e D	79
Figura 27: seções colunares das associações E e F	82
Figura 28: estilos fluviais reconhecidos para os sedimentos da Fm. Guabirubá	83
Figura 29: mapa das associações de fácies sedimentares da Fm. Guabirubá	84
Figura 30: estruturas principais sobrepostas a mapa de isopropriedades	88
Figura 31: diagramas de rosáceas com rumo das resultantes de paleocorrentes	88
Figura 32: mapa das paleocorrentes dos sedimentos da Fm. Guabirubá	89
Figura 33: possíveis diastemas em sedimentos da Formação Guabirubá	92
Figura 34: seção transversal da Bacia de Curitiba	94
Figura 35: ambientes deposicionais interpretados para a Formação Guabirubá	99

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: classificação de litofácies	14
Quadro 2: elementos arquitetônicos	16
Quadro 3: relação de arquivos digitais empregados no mapeamento	19
Quadro 4: síntese das propostas estratigráficas para a Bacia de Curitiba	29
Quadro 5: síntese da evolução tectônica da Bacia de Curitiba	32
Quadro 6: principais unidades do embasamento da Bacia de Curitiba	34
Quadro 7: fácies sedimentares identificadas nos sedimentos	43
Quadro 8: associações de fácies sedimentares da Formação Guabirubá	54
Quadro 9: locais de medidas de paleocorrentes	68
Quadro 10: contexto deposicional das associações de fácies	72

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	11
2	OBJETIVOS.....	12
3	MÉTODOS E TÉCNICAS	13
3.1	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	13
3.2	LEVANTAMENTOS DE CAMPO	13
3.3	ESTUDOS DE LITOFACIOLOGIA	14
3.4	ANÁLISE DE PALEOCORRENTES.....	17
3.5	ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS	18
3.6	CONFEÇÃO DE MAPAS.....	19
4	REVISÃO CONCEITUAL.....	20
4.1	MODELOS DEPOSICIONAIS.....	20
4.1.1	Sistema de leques aluviais	20
4.1.2	Sistema fluvial entrelaçado (<i>braided</i>)	21
4.1.3	Sistema fluvial meandrante	22
4.1.4	Sistema fluvial anastomosado.....	24
4.2	SISTEMA DE RIFTES CENOZÓICOS DO SUDESTE DO BRASIL	25
4.3	BACIA DE CURITIBA.....	28
4.3.1	Estratigrafia	29
4.3.2	Evolução tectônica	30
4.3.3	Contorno estrutural do embasamento da Bacia de Curitiba	32
5	GEOLOGIA REGIONAL	34
5.1	COMPLEXO ATUBA.....	35
5.2	GRUPO AÇUNGUI	36
5.3	COMPLEXO SETUVA	37
5.4	PROVÍNCIA GRACIOSA	38
5.5	GRANITO CERNE	39
5.6	FORMAÇÃO CAMARINHA.....	39
6	ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS.....	41
6.1	SUPERFÍCIES DE APLAINADAS DO PRIMEIRO PLANALTO PARANAENSE	41
7	FACIOLOGIA DOS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO GUABIROTUBA	43
7.1	FÁCIES SEDIMENTARES.....	43
7.1.1	Fácies cascalho maciço sustentado por matriz (<i>Gmm</i>)	44
7.1.2	Fácies cascalho sustentado pelo arcabouço (<i>Gcm</i>)	44
7.1.3	Fácies cascalho estratificado sustentado por matriz (<i>Gp</i>)	45
7.1.4	Fácies areia maciça (<i>Sm</i>).....	45
7.1.5	Fácies areia com gradação inversa (<i>Si</i>)	46
7.1.6	Fácies areia com estratificação plano-paralela (<i>Sh</i>).....	46
7.1.7	Fácies areia com estratificação cruzada tabular (<i>Sp</i>).....	46
7.1.8	Fácies areia com estratificação cruzada acanalada (<i>St</i>)	48
7.1.9	Fácies areia com marcas onduladas (<i>Sr</i>)	48
7.1.10	Fácies lama maciça (<i>Fm</i>)	48
7.1.11	Fácies lama arenosa com laminação cruzada (<i>Fl</i>)	50
7.1.12	Fácies lama com laminação plano-paralela (<i>Fh</i>).....	50
7.2	FÁCIES EO/TELODIAGENÉTICAS	50
7.2.1	Fácies <i>eodiagenética</i> : calcretes laminares(<i>Plc</i>) e nodulares (<i>Pnc</i>) ..	51
7.2.2	Fácies <i>telodiagenética</i> : crosta ferruginosa (<i>Pfc</i>).....	51

7.3	ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES SEDIMENTARES.....	54
7.3.1	Associação A.....	55
7.3.2	Associação B.....	58
7.3.3	Associação C.....	58
7.3.4	Associação D.....	60
7.3.5	Associação E.....	64
7.3.6	Associação F.....	66
7.4	ESTUDO DE PALEOCORRENTES.....	68
8	DISCUSSÃO.....	72
8.1	ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES SEDIMENTARES.....	72
8.1.1	Associação A.....	72
8.1.2	Associação B.....	74
8.1.3	Associação C.....	75
8.1.4	Associação D.....	77
8.1.5	Associação E.....	78
8.1.6	Associação F.....	80
8.2	PALEOCORRENTES.....	85
8.3	CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO.....	90
8.4	PALEOGEOGRAFIA.....	93
9	CONCLUSÕES.....	96
10	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	100

1 INTRODUÇÃO

A Bacia de Curitiba situa-se na porção centro-sul do Primeiro Planalto Paranaense, sob parte da Região Metropolitana de Curitiba (figura 1), cuja área se estende desde proximidades da Escarpa Devoniana¹ a oeste, até as primeiras elevações da Serra do Mar, a leste. Constitui um compartimento de relevo relativamente plano, delimitado por falhas regionais de direção principal NE-SW e NW-SE.

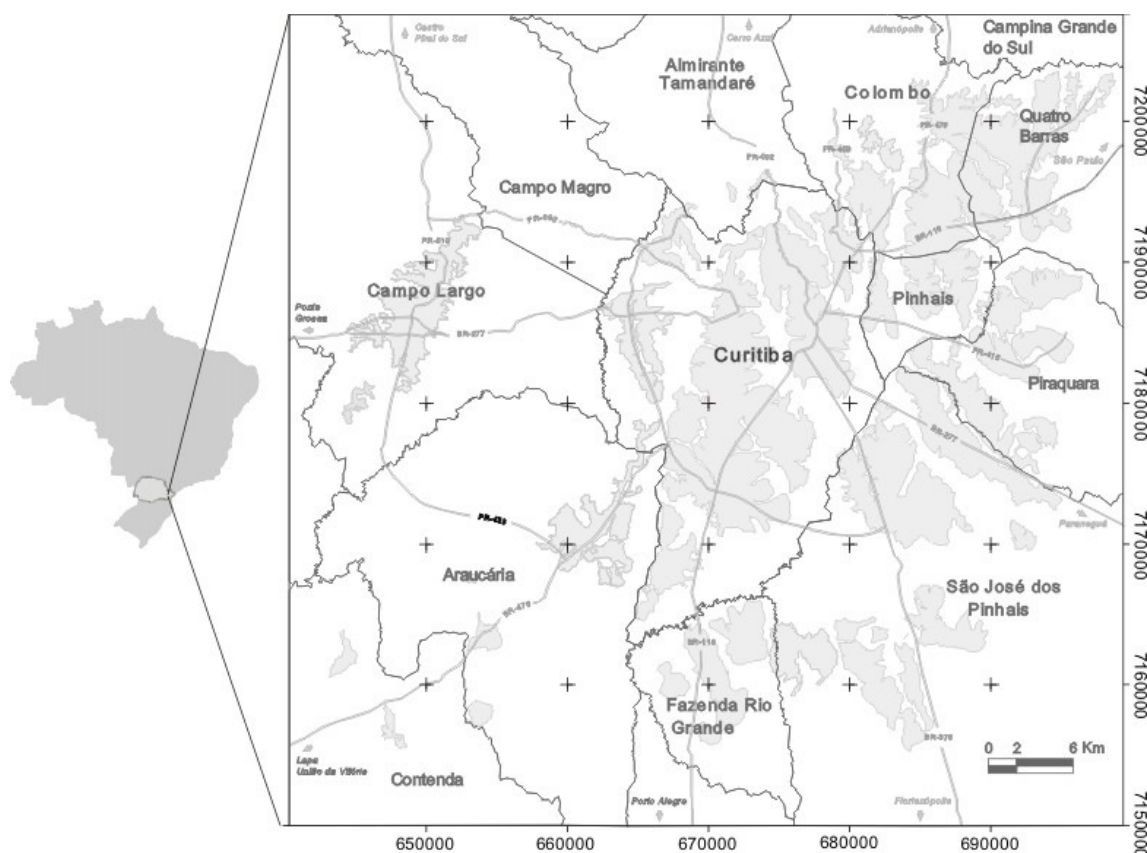


Figura 1: Limites atuais dos sedimentos da Bacia de Curitiba no contexto da Região Metropolitana de Curitiba (RMC).

Os sedimentos que a caracterizam distribuem-se por cerca de 3.000 km² e possuem espessura máxima preservada de até 90 m. BIGARELLA & SALAMUNI (1962) os denominaram de Formação Guabirotuba e relacionaram sua deposição a sistemas de leques aluviais marginais desenvolvidos sob clima semi-árido. BECKER (1982) ressaltou a importância de mudanças climáticas durante o período de

¹ Apesar de consolidado na literatura o termo “Escarpa Devoniana” é incorreto, pois refere-se à idade dos arenitos da Formação Furnas (Devoniano da Bacia do Paraná). A feição escarpada é no mínimo, de idade cretácea.

sedimentação ao constatar sedimentos de natureza diferenciada. Interpretou tais sedimentos como mais recentes que a Formação Guabirotuba e os denominou de Formação Tinguís. SALAMUNI (1998) com base em modelo de evolução tectônica e revisão regional propôs a seguinte organização estratigráfica para a bacia: a) Fm. Guabirotuba (diamictitos, areias arcossianas, depósitos rudáceos, camadas de argilas maciças e laminadas), b) Fm. Tinguís (argilas e diamictitos retrabalhados da Fm. Guabirotuba), e c) depósitos aluvio-coluvionares de fundo de vale.

A ausência de referenciais/guias estratigráficos e a insuficiência de dados cronológicos dificultam estabelecer relações estratigráficas concisas entre unidades da Bacia de Curitiba. BIGARELLA & SALAMUNI (1962) atribuíram idade plio-pleistocena para a Formação Guabirotuba. Contudo, correlações baseadas em características sedimentológicas com outras unidades de bacias sedimentares de contexto semelhante, permitem supor idade mais antiga para a Formação Guabirotuba.

Até os dias atuais, pesquisas com enfoque sedimentológico e estratigráfico fundamentaram-se na análise granulométrica e modelagem dos dados de subsuperfície (perfis disponíveis de perfurações de poços para água). Estas se basearam, sobretudo, em características sedimentares dos depósitos e desconsideraram a existência de superfícies erosivas menores, comuns à ambientes sedimentares fluviais, considerados dominantes neste estudo. Assim, a pesquisa tema desta dissertação de mestrado, buscou investigar o ambiente deposicional da Formação Guabirotuba, assim como a evolução sedimentar e paleogeografia da Bacia de Curitiba, mediante análise de associações de fácies das exposições de superfície e sua distribuição na bacia.

2 OBJETIVOS

A pesquisa teve por objetivo geral caracterizar e delimitar a distribuição dos depósitos que constituem o preenchimento sedimentar, estabelecer revisão estratigráfica, assim como discutir o contexto deposicional e evolutivo da Bacia de Curitiba. Tais propósitos foram desenvolvidos de acordo com os seguintes objetivos específicos:

- a) caracterizar e reconhecer a distribuição dos sedimentos da bacia, com base em levantamentos de dados de superfície (descrição de afloramentos);

- b) discriminar associações faciológicas e sua distribuição espacial;
- c) discutir prováveis áreas-fonte, processos e contextos deposicionais, e sua integração paleogeográfica;
- d) apresentar modelos sobre a evolução sedimentar da bacia.

3 MÉTODOS E TÉCNICAS

A pesquisa insere-se no projeto intitulado “Potencial das argilas da Bacia de Curitiba e região de Castro, Piraí do Sul-PR (POTE)”, e contou com apoio financeiro da Fundação Araucária (convênio 042/6337).

3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Esta etapa envolveu o levantamento e revisão da bibliografia regional e local, incluindo a evolução do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil e da Bacia de Curitiba; bem como fundamentos conceituais sobre Sedimentologia e Estratigrafia, com ênfase em análise litofaciológica.

3.2 LEVANTAMENTOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo foram realizados ao longo de toda pesquisa, tendo sido planejados com base no material cartográfico e literário existente. Além da busca por boas exposições dos depósitos, foram visitadas as de referência estratigráfica citadas nos trabalhos de BECKER (1982) e de COIMBRA *et al.* (1995).

O método de levantamentos de campo incluiu a descrição e interpretação, a elaboração de seções colunares e transversais, medidas das atitudes de estruturas sedimentares e tectônicas, amostragem e documentação fotográfica de afloramentos.

Além de pesquisadores do Programa de pós-graduação em Geologia (PPGG-UFPR) e alunos do Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica da (CNPq-UFPR); os trabalhos contaram com eventual apoio de pesquisadores de outras instituições de ensino e/ou pesquisa, como da Universidade Estadual de Ponta Grossa (UEPG), Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP); e Minerais do Paraná S/A (MINEROPAR). O Laboratório de Estudos Costeiros (LECOST-UFPR) e o Laboratório de Análises de bacias e Petrofísica (LABAP-UFPR), colaboraram diretamente ao disponibilizar veículos para trabalhos de campo.

3.3 ESTUDOS DE LITOFACIOLOGIA

O conceito de fácies possui amplo uso em Geologia, todavia, o método empregado nessa pesquisa, parte do conceito que fácies são corpos sedimentares que podem ser individualizados por suas propriedades, tais quais a forma, composição mineral, granulação, textura, seleção, tipo de estrutura e cor.

A fim de tornar a pesquisa e o reconhecimento dos ambientes deposicionais menos subjetivos, MIAL (1996) propôs o método de análise das associações litofaciológicas e da hierarquia de superfícies. Segundo este autor, os processos deposicionais que controlam o desenvolvimento de litofácies fluviais clásticas, como o transporte e a interação de sedimentos com o leito, obedecem às mesmas leis físicas. Assim, rios formados sob condições ambientais semelhantes geram suítes de litofácies e de superfícies similares.

As litofácies são identificadas por códigos baseados em suas propriedades físicas (quadro 1). Tais códigos são formados por dois ou três caracteres. A primeira letra é maiúscula indica a granulação, onde “G” corresponde a cascalho (*gravel*); “S” a areia (*sand*); e “F” a silte, argila ou lama (*fine grained*). As letras subsequentes são minúsculas, e se referem a estruturas sedimentares: “t” estratificação cruzada acanalada (*trough-cross bed*), “p” estratificação cruzada tabular (*planar trough cross bed*), “m” estrutura maciça (*massive*); ou textura: “mm” sustentado pela matriz (*matrix supported*), “cm” sustentado pelo arcabouço (*clast supported*); e assim por diante. Esta nomenclatura suporta a adição de outros caracteres, deste modo se adequa a necessidade de detalhe requerida.

Quadro 1: Classificação de litofácies de MIAL (1978 *apud* 1996)

Litofácies sedimentares			
Código	Constituição	Estruturas sedimentares	Interpretação
Gmm	cascalho maciço sustentado por matriz	gradação mal definida	fluxos de detritos plásticos de alta energia e viscosidade
Gmg	cascalho sustentado por matriz	gradação normal ou inversa	fluxos de detritos de baixa energia e pouco viscosos (pseudoplásticos)
Gci	cascalho sustentado pelo arcabouço	gradação inversa	fluxo de detritos de alta energia rico em clastos ou fluxo de detritos
Gcm	cascalho maciço sustentado por matriz	---	fluxo de detritos pseudoplástico

(continua)

Litofácies sedimentares			
Código	Constituição	Estruturas sedimentares	Interpretação
<i>Gh</i>	cascalho sustentado pelo arcabouço com estratificação horizontal	acamamento horizontal mal definido, imbricação	formas de leito longitudinais, depósitos residuais de talvegue (<i>lag</i>) e de lixiviação da matriz (<i>sieve deposits</i>)
<i>Gt</i>	cascalho estratificado	estratificação cruzada acanalada	preenchimento de canais menores
<i>Gp</i>	cascalho estratificado	estratificação cruzada tabular	formas de leito transversais, migração e/ou crescimento longitudinal a jusante de barras
<i>St</i>	areia fina a muito grossa, pode conter seixos	estratificações cruzadas acanaladas isoladas ou agrupadas	migração de formas de leito tridimensionais sinuosas ou linguóides
<i>Sp</i>	areia média a muito grossa, pode conter seixos	estratificações cruzadas tabulares isoladas ou agrupadas	migração de formas de leito bidimensionais transversais e linguóides
<i>Sr</i>	areia muito fina a grossa	marcas onduladas e laminações cruzadas	marca onduladas (regime de fluxo inferior)
<i>Sh</i>	areia muito fina a grossa, pode conter seixos	laminação horizontal de partição ou lineação de corrente	fluxos laminares (regime de fluxo superior)
<i>Sl</i>	areia muito fina a grossa, pode conter seixos	estratificação cruzada de baixo ângulo (<15°)	estruturas de corte e preenchimento, dunas atenuadas (<i>humpback</i> ou <i>washed-out dunes</i>), antidunas
<i>Ss</i>	Areia fina a muito grossa, pode conter seixos	estruturas de corte e preenchimento amplas e rasas	preenchimento de estruturas de corte
<i>Sm</i>	areia fina a grossa	maciça ou laminação plano-paralela incipiente	depósitos de fluxos gravitacionais
<i>Fl</i>	areia, silte, lama	laminação fina, marcas onduladas muito pequenas	depósitos de transbordamento, canais abandonados, inundações durante estágios de baixa energia (<i>waning flood</i>)
<i>Fsm</i>	silte, lama	maciça	depósitos de pântano ou canais abandonados
<i>Fm</i>	lama, silte	maciça, gretas de contração	depósitos de inundação, canais abandonados, depósitos de <i>drapes</i>
<i>Fr</i>	Lama, silte	maciça, marcas de raízes, bioturbação	rizólitos, paleossolo incipiente
<i>C</i>	Carvão, lama carbonosa	restos vegetais, lamina de lama	depósitos de pântanos vegetados
<i>P</i>	Paleossolo carbonático (calcita, siderita)	características pedogenéticas: nódulos, filamentos	solos com precipitação química

As associações de fácies e superfícies limitantes que se sucedem na horizontal e na vertical ao longo de uma seção, registram processos deposicionais e erosivos coetâneos e/ou sucessivos. O arranjo interno e externo das associações de fácies,

a hierarquia de superfícies erosivas, e o modo como estas entidades se relacionam tridimensionalmente, são fortemente vinculados às condições ambientais vigentes durante a deposição. Deste modo, o reconhecimento de “associações litofaciológicas” auxilia na identificação dos “elementos arquitetônicos” (quadro 2), unidades deposicionais fundamentais a um sistema fluvial. Segundo MIALl (1996), ao se observar sistemas fluviais atuais em planta, pode-se constatar a presença de canais retilíneos ou sinuosos, bem como grandes áreas de exposição de cascalhos, areias ou lamas, denominadas barras. A maioria desses elementos possui formas e superfícies características, reconhecidas como barras de pontal, barras laterais, planícies de inundação, atalhos, diques marginais entre outras. Apesar da aparente distribuição caótica, a formação dessas feições depende de padrões relativamente previsíveis que deixam seu registro nos depósitos resultantes. Neste contexto, um elemento arquitetônico pode ser então definido como componente de um sistema deposicional de tamanho equivalente ou menor ao preenchimento de um canal, porém maior que unidades litofaciológicas individuais; e pode ser caracterizado pela hierarquia das superfícies limitantes, geometria interna, forma externa, e em algumas circunstâncias por perfis verticais.

Quadro 2: elementos arquitetônicos de MIALl (1978 *apud* 1996)

Elementos Arquitetônicos			
Elemento	Símbolo	Assembléia	Geometria e relações
Canais	CH	combinações variadas	cunhas, lentes ou camadas; base erosiva côncava, escala e forma variável; superfícies internas côncavas de 3º ordem são comuns
Barras e formas de leitos cacalhosas	GB	<i>Gm, Gp, Gt</i>	lentes, “ <i>blanket</i> ”; usualmente corpos tabulares; comumente intercalados com elemento SB
Formas de leito arenosas	SB	<i>St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss</i>	lentes, lençóis, “ <i>blanket</i> ”, cunhas; ocorrem como preenchimento de canais, depósitos de rompimentos de diques marginais, barras menores
Macroformas de acreção a jusante	DA	<i>St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss</i>	lentes com base plana ou acanalada, com superfícies internas erosivas e convexas de 3º ordem e superfície limitante superior de 4º ordem
Macroformas de acreção lateral	LA	<i>St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss;</i> menos comumente <i>Gm, Gt, Gp</i>	cunha, lençol, lobo; caracterizado por superfícies de acreção lateral internas de 3º ordem

(continua)

Elementos Arquitetônicos			
Elemento	Símbolo	Assembléia	Geometria e relações
Feições de escavação	HO	<i>Gh, Gt, St, Sl</i>	feição em forma de colher com preenchimento assimétrico
Sedimentos de fluxos gravitacionais	SG	<i>Gmm, Gmg, Gci, Gcm</i>	lobo, lençol, tipicamente intercalado a GB
Lençóis de areia laminados	LS	<i>Sh, Sl;</i> minoritariamente <i>Sp, Sr</i>	lençol, “manta”
Finos transbordamento	FF	<i>Fm, Fl</i>	“blanket” finos a espessas; comumente intercalada a SB; pode preencher canais abandonados

3.4 ANÁLISE DE PALEOCORRENTES

Em ambientes fluviais, rumos de paleocorrentes refletem tanto a forma interna de complexos de barras e de canais, bem como o sentido do crescimento de barras e migração de meandros (MIALL, 1996), de modo que a dispersão de dados é inerente a estes ambientes. A técnica mais difundida em estudos de paleocorrentes consiste em determinar a atitude dos planos de estratificações cruzadas, para embasar subsequente tratamento estatístico com uso de diagramas de rosáceas. Neste recurso gráfico, a orientação e o comprimento das “pétalas” representam as principais tendências direcionais do paleofluxo.

Nos sedimentos inconsolidados, bioturbados ou intemperizados, nem sempre as estratificações cruzadas permanecem preservadas. COIMBRA *et al.* (1992) sintetizaram técnicas para obtenção de paleocorrentes por meio da “atitude dos clastos”, e as aplicaram em cascalhos fluviais de idade terciária/quaternária que ocorrem ao longo do baixo Vale do rio Ribeira, nas unidades TQci e TQcs (MELO, 1990).

A técnica consiste basicamente em obter o rumo de paleocorrentes por atitude do plano *ab*, formado pelos eixos maior (*a*) e intermediário (*b*) dos clastos. Após esse procedimento, o tratamento dos dados assemelha-se ao de estratificações cruzadas. Contudo, é necessário atentar-se à forma e contexto deposicional dos clastos, pois estes influenciam diretamente no modo como foram transportados,

como interagiram com o substrato; e, sobretudo, na orientação assumida durante oscilações e reduções graduais da energia no fluxo de transporte (figura 2).

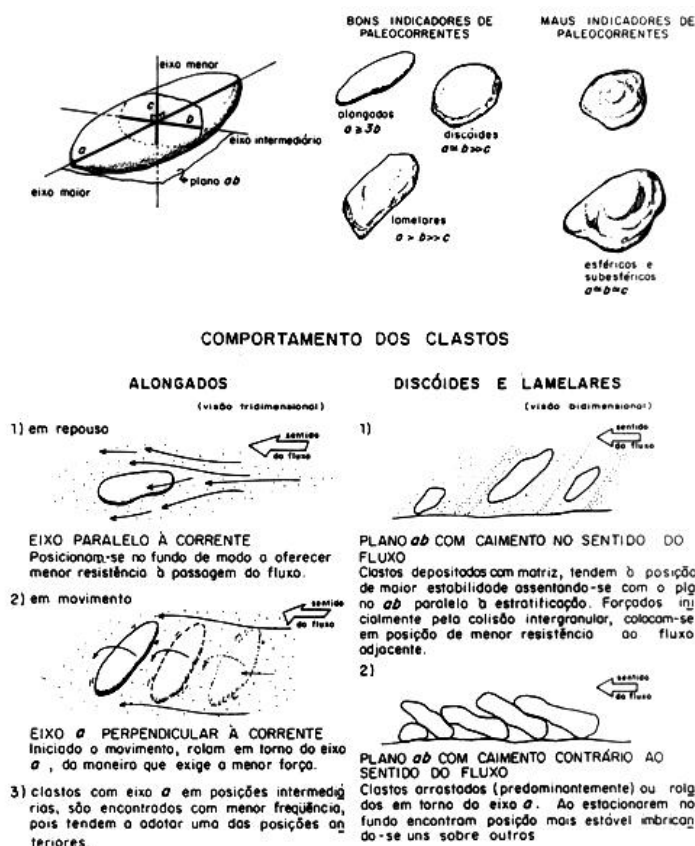


Figura 2: Premissas básicas para aplicação da técnica empregada por COIMBRA *et al.* (1992).

3.5 ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS

As análises granulométricas visaram complementar a caracterização textural das principais litofácies identificadas nos sedimentos da Formação Guabirotuba. Para tanto foram selecionadas 24 amostras que foram processadas no Laboratório de Estudos Sedimentológicos e Petrologia Sedimentar (LabESed) da Universidade Federal do Paraná. Após destorroamento e secagem em estufa sob temperatura de 50°C durante 72 horas, procedeu-se análise pelo método de pipetagem para a determinação dos pelitos e peneiramento para determinação dos psamitos. Na pipetagem as coletas foram efetuadas de acordo com velocidades de decantação e profundidades de coleta baseadas na lei de sedimentação de Stokes – sumarizadas em SUGUIO (1973). Após coleta de alíquotas para quantificação das frações pelíticas, efetuou-se a remoção do material fino remanescente por lavagem com água corrente (elutriação).

Após a secagem do material elutriado, efetuou-se a classificação por peneiramento das frações maiores que 0,062 mm, mediante um agitador mecânico de doze peneiras com aberturas de malha entre 2,0 a 0,062mm.

Após a separação das frações, as mesmas foram pesadas em balança analítica com 0,0001 g de precisão. Para a obtenção dos pesos em cada intervalo granulométrico, os dados foram processados, utilizando média, desvio padrão e assimetria como critérios de caracterização, fundamentados em FOLK & WARD (1957 *apud* SUGUIO, 1973). Foram determinadas as porcentagens relativas dos componentes granulométricos básicos do arcabouço (areia, silte, argila ou cascalho, areia e lama), sendo os resultados também classificados segundo diagramas de SHEPARD (1954 *apud* SUGUIO, 1973).

3.6 CONFECÇÃO DE MAPAS

Os mapas apresentados foram extraídos de bases cartográficas digitais distintas, conforme o tema (quadro 3). Para tanto, se empregou aquelas elaboradas tanto em ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas), assim como aquelas em ambiente CAD (*Computer Aided Design*), conforme a disponibilidade dos arquivos. Os que não se encontravam no formato adotado nesta pesquisa – sistema de coordenadas UTM (*Universal Transverse Mercator*) e *datum* horizontal SAD 69 (*South American Datum 1969*) – foram convertidos para manipulação adequada em *software* SIG.

Quadro 3: relação de arquivos digitais empregados no mapeamento.

Tema	Fonte	Extensão
Geologia	SALAMUNI, 2004	.shp
Estruturas	SALAMUNI, 2004	.shp
Hidrografia	SUDERHSA, 2000	.shp
Topografia	SUDERHSA, 2000	.shp
Municípios	COMEC, 2006	.dxf
Rodovias	COMEC, 2006	.dxf
Arruamento	IPPUC, 2005	.dxf
Poços	SALAMUNI, 1998	.dbf

4 REVISÃO CONCEITUAL

4.1 MODELOS DEPOSICIONAIS

A sedimentação em ambientes fluviais é influenciada pelo clima e atividades tectônicas. Variações de energia e proveniência de material detrítico criam complexas relações tridimensionais entre corpos sedimentares individuais. A hierarquia de eventos pode ser estabelecida por meio das relações e associações de fácies, que também envolve a caracterização sedimentológica de estruturas sedimentares e seu conteúdo fossilífero. Este último pode fornecer valiosas informações paleoambientais com relativa precisão.

4.1.1 Sistema de leques aluviais

O desenvolvimento de leques aluviais ocorre em resposta ao decréscimo abrupto da eficiência do transporte quando fluxos confinados emergem de um vale e espreadam-se rumo à jusante (RUST & KOSTER, 1984). Formam corpos semi-cônicos, com direções de transporte radiais a partir da embocadura do vale (figura 3). Geralmente ocorrem em regiões tectonicamente ativas, em sopés de cadeias montanhosas, áreas de forte relevo ou escarpas de falha. Podem ocorrer tanto em climas secos como em úmidos, assim definidos, segundo SUGUIO (2003):

- a) *leques aluviais de clima árido*: as porções proximais caracterizam-se por possuir forte declive, onde ocorrem fluxos de detritos associados a canais fluviais de alta energia, os quais formam associações de fácies conglomeráticas e arenosas. Em posições intermediárias e distais depósitos arenosos e pelíticos intercalam-se, indicando a interação entre processos gravitacionais e fluviais. Nas porções mais distais ocorrem lamas arenosas e argilosas em ciclos grosseiramente granodecrescentes, relacionados a depósitos de inundação laminares pouco confinados e até mesmo depósitos pelíticos de lagos e/ou pântanos;
- b) *leques aluviais de clima úmido*: são desenvolvidos grandes leques, onde a sedimentação se dá principalmente por canais fluviais. Caracterizam-se pela atuação de processos provavelmente cíclicos de construção e abandono de lobos deposicionais.

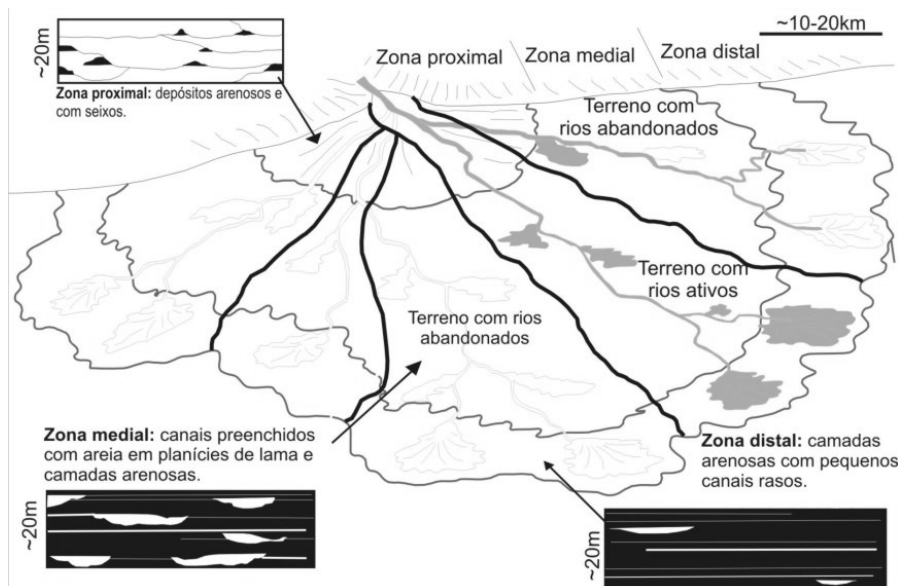


Figura 3: Modelo de leque aluvial, com associações de fácies características (modificado de NICHOLS & FISCHER, 2007).

4.1.2 Sistema fluvial entrelaçado (*braided*)

O desenvolvimento de canais entrelaçados é favorecido por inclinações mais acentuadas do terreno ($> 5^\circ$), que combinadas com rápidas flutuações de descarga permitem transporte de frações mais grossas, facilitando a formação e erosão de barras de canal (WALKER & CANT, 1984). Neste contexto, barras individuais são remobilizadas e evoluem para complexos de barras que obstruem a corrente e a ramificam, fazendo com que canais apresentem grande variação na largura, profundidade e posição (figura 4). A estes se associam depósitos de rompimento de diques marginais e depósitos arenosos de planície de inundação:

- a) depósitos proximais: são constituídos por cascalhos geralmente sustentados por arcabouço. Quando estratificados grosseiramente, associam-se a barras longitudinais. Durante fases de menor vazão intercalam-se com depósitos arenosos com estratificação cruzada ou estratos granodecrescentes de pequena escala.
- b) depósitos intermediários: sucessão de unidades granodecrescentes, constituídas essencialmente de areia e cascalho acumulados em canais bem definidos. Nas porções mais profundas do canal concentram-se sedimentos grossos, que por vezes constituem barras cascalhosas longitudinais com

espessa estratificação horizontal e clastos imbricados. Também ocorrem barras transversais lobadas de areias localmente conglomeráticas.

- c) depósitos distais: correspondem a rios normalmente rasos e largos. Os depósitos raramente são cíclicos e são acumulados em barras ou ondulações arenosas (*sandwaves*), constituindo sucessões arenosas com estratificação cruzada proeminente a incipiente. O topo dessas feições é composto de areias com estratificação plano-paralela e marcas onduladas de pequeno porte.

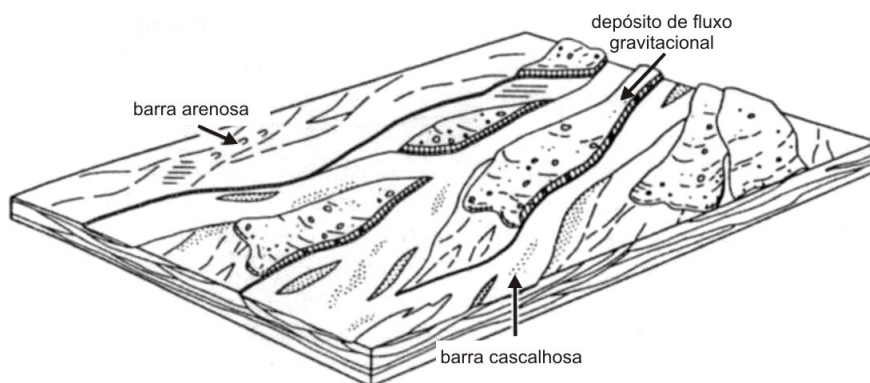


Figura 4: Modelo de sistema deposicional de canais entrelaçados (*braided*) e seus elementos característicos (MIALL, 1996).

4.1.3 Sistema fluvial meandrante

Os canais meandrantess desenvolvem-se em terrenos de baixas declividades e transportam essencialmente areias como carga de fundo. O contexto deposicional compreende um canal principal, que erode os flancos externos dos meandros a montante, e deposita sedimentos na porção interna dos meandros a jusante, construindo barras de pontal (WALKER & CANT, 1984). Este ciclo erosão/deposição origina a migração lateral e longitudinal de barras, o que combinado a sazonalidade de cheias determina a forma sinuosa aos canais. Nesse contexto, são gerados os seguintes tipos de depósitos (detalhados na figura 5):

- a) depósitos de canais e barras de pontal: o talvegue do canal geralmente é preenchido por depósitos residuais constituídos por grânulos, seixos e restos vegetais, os quais somente são mobilizados durante os momentos mais intensos de enchentes. Além disso, a combinação da profundidade e velocidade maior pode originar estratificação plano-paralela. Acima destes,

são depositadas areias transportadas como carga de fundo, que durante altas descargas constituem formas de leito com cristas bidimensionais sinuosas, cuja migração origina estratificação cruzada. Onde o fluxo é mais raso, principalmente na porção superior de barras de pontal, é comum a ocorrência de marcas onduladas.

- b) depósitos de canais abandonados: canais podem ser progressivamente ou abruptamente desativados. Durante a formação de atalhos em calha (*chute cut-off*), o rio reocupa gradualmente seu antigo curso e o fluxo diminui progressivamente ao longo da calha. O decréscimo do fluxo reflete no desenvolvimento de sequências delgadas de marcas onduladas. Após o completo abandono, a deposição fica restrita a sedimentos finos. Atalhos de pescoço (*neck cut-off*) conectam dois meandros por meio de um pequeno canal, que tende a ser rapidamente preenchido por areia. Quando o fluxo cessa, ocorre a deposição de finos por decantação;
- c) depósitos de acreção vertical: durante estágios de enchentes os diques marginais são rompidos e ocorre a deposição de finos na planície de inundação. Quando o rompimento é repentino, pode constituir depósitos espalhados (côncavos) com base plana, estratificação plano-paralela na base e transição gradual para marcas onduladas. Próximo ao canal principal, a corrente do fluxo de inundação gera depósitos silto-arenosos com estratificação cruzada; e distante do canal do rio, águas estagnadas podem depositar lamas que, durante fases de baixo nível, ficam expostas e desenvolvem gretas de ressecção. Sob ambiente semi-árido, as inundações sazonais favorecem a formação de calcretes nodulares nos depósitos de acreção vertical.

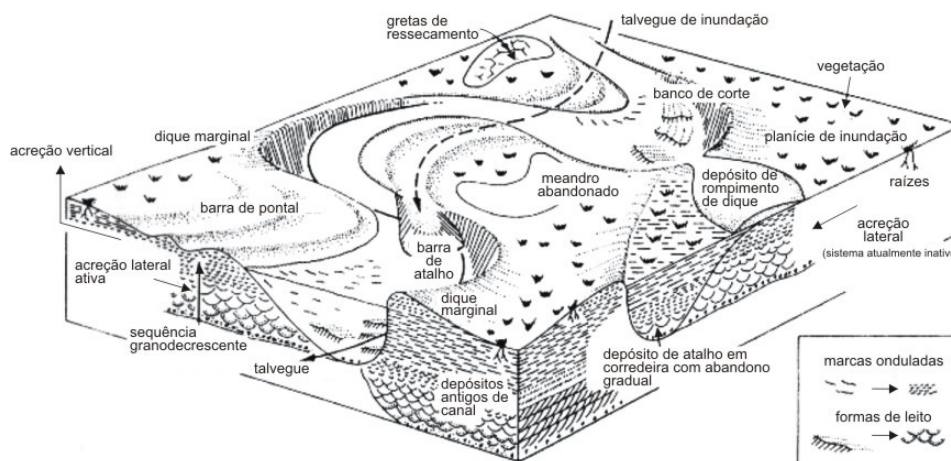


Figura 5: Modelo de sistema deposicional de canais meandранtes, suas principais feições erosivas e deposicionais (modificado de WALKER & CANT, 1984).

4.1.4 Sistema fluvial anastomosado

De acordo com MIALl (1996), canais anastomosados ocorrem tanto sob condições de clima semi-árido, como em climas úmidos. Desenvolvem-se em áreas com baixa declividade, onde consequentemente, predominam correntes de baixa energia, capazes de transportar apenas sedimentos finos. Os canais possuem sinuosidade variada, mas com migração lateral mínima (figura 6), em função de barras e planícies de inundação estabilizadas pela vegetação. A alternância entre canais e o desenvolvimentos de novas barras se dá em função da aggradação do canal e de inundações que sobrepõem o topo das barras, geralmente situados acima da planície de inundação. Neste contexto, conforme SMITH & SMITH (1980 *apud* WALKER & CANT, 1984) podem ser formados os seguintes depósitos:

- turfas: camadas de alguns centímetros até 1,5 m, constituídas por até 98% de matéria orgânica;
- pântanos: compostos por lama siltosa, com quantidades variáveis de detritos orgânicos;
- lagoas de inundação: argilas laminadas e siltes argilosos com matéria vegetal esparsa;
- diques marginais (*levee*): areias siltosas contendo mais que $\frac{1}{4}$ do volume constituído por raízes, com transição gradual para fácies de pântanos e lagoas;

- e) depósitos de rompimento de diques marginais (*levee splays*): consistem em finas lentes de areia ou cascalho fino, com sutil acreção vertical;
- f) canais: seixos ou areia grossa com grande espessura

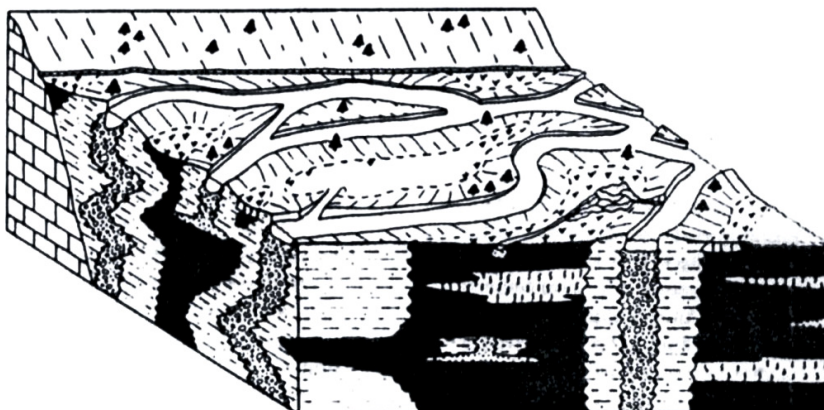


Figura 6: Modelo do sistema deposicional de canal anastomosado. Notar a baixa variação lateral dos canais, suas principais feições erosivas e deposicionais (SMITH & SMITH 1980 *apud* WALKER & CANT, 1984).

4.2 SISTEMA DE RIFTES CENOZÓICOS DO SUDESTE DO BRASIL

O Sistema de riftes da Serra do Mar de ALMEIDA (1976) – ou Sistema de Bacias Tafrogênicas Continentais do Sudeste do Brasil (MELO *et al.* 1985), Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989), Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (ZALAN & OLIVEIRA, 2005) – constitui um alinhamento de vales de origem tectônica cuja extensão coincide com a Serra do Mar (1200 km) (fig. 7). ALMEIDA (1976) postulou que a gênese dessa feição relaciona-se com desdobramentos dos processos tectônicos iniciados na abertura do Atlântico Sul, no Mesozóico. Neste contexto, inserem-se também as bacias, atualmente submersas, de Santos e Campos (Cretáceo superior), e as bacias cenozóicas continentais de São Paulo, Taubaté, Resende e o rifte da Guanabara.

MELO *et al.* (1985) ressaltaram a similaridade evolutiva entre as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda. Destacaram que estruturas regionais NE-SW e, secundariamente, NW-SE, condicionaram a criação de semi-grábens assimétricos com assoalho basculado para NW. A tal concepção acrescentaram outras constatações, como a ocorrência de sedimentos deformados por atividades tectônicas *sin* e *pós*-deposicional; correlações

faciológicas e estratigráficas; e idade do conteúdo palinológico dos sedimentos, situando as respectivas bacias no Eoceno Superior a Oligoceno.

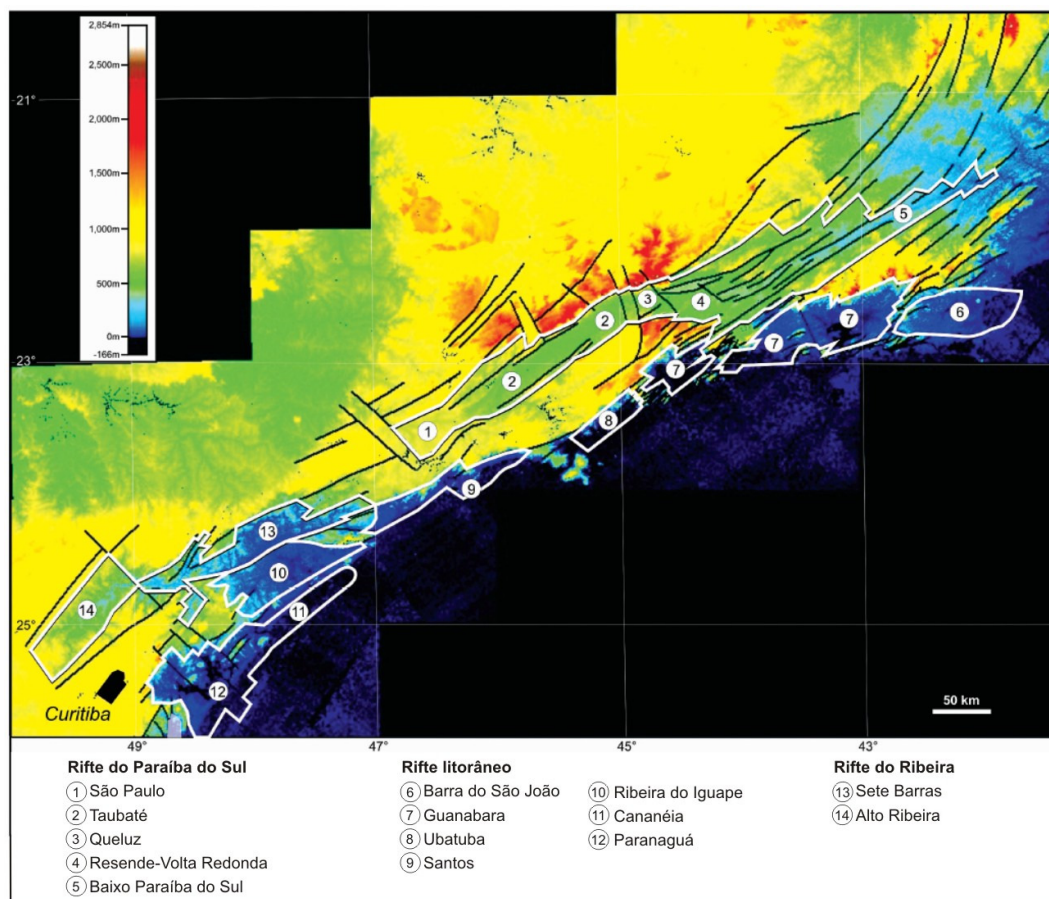


Figura 7: Imagem SRTM onde se observa a topografia e arcabouço estrutural regional do SRCB. (ZALAN & OLIVEIRA, 2005)

RICCOMINI (1989) e RICCOMINI *et al.* (2004) consideraram, por sua vez, que o conjunto de bacias renomeado como Rifte Continental do Sudeste do Brasil, constituiria um único e extenso compartimento, que em função de evolução tectônica deformacional posterior adquiriu a atual conformação. De acordo com estes autores o rifte subdivide-se em três segmentos principais: a) segmento ocidental, que abrange a Bacia de Curitiba, as formações Pariquera-Açú e Alexandra, os grábens de Guaraqueçaba, Cananéia e Sete Barras; b) segmento central, que reúne as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende, Volta Redonda, além dos depósitos da região de Bom Fim e Cafundó; e c) o segmento oriental, onde situam-se as bacias de Macacu, Itaboraí e o gráben de Barra do São João. Os sedimentos da Formação Guabirotuba, Bacia de Curitiba são correlacionáveis com os sedimentos das formações Resende, Sete Barras e Macacu, que preenchem

bacias homônimas (RICOMINI *et al.*, 2004). Esses autores, atribuem distintos episódios de preenchimento e deformação do rifte, cujos registros estratigráficos encontram melhor contigüidade no segmento central do rifte (figura 8).

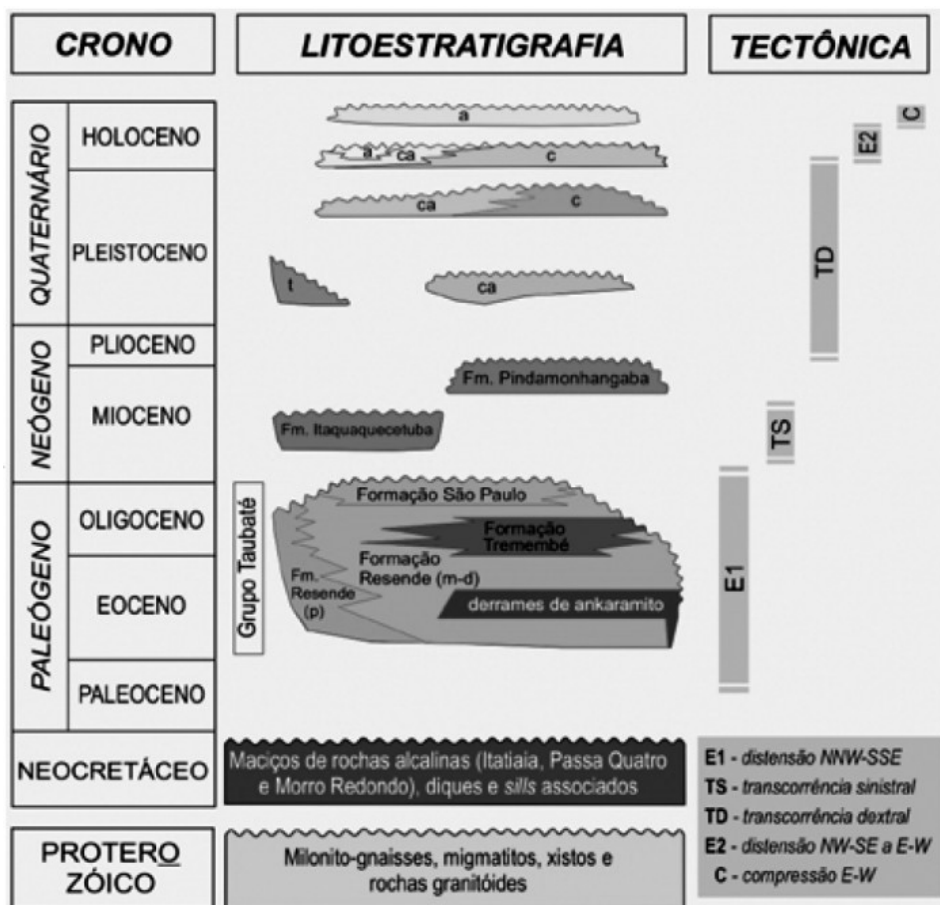


Figura 8: Estratigrafia e evolução tectono-sedimentar do segmento central do Rift Continental do Sudeste do Brasil. (RICCOMINI *et al.* 2004).

Por outro lado, ALMEIDA (1976) e ZALÁN & OLIVEIRA (2005) caracterizam o Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil como entidade tectônica única, onde corredores de depressões tectônicas continentais e sub-oceânicas associam-se a planaltos residuais, caracterizando uma “notável sucessão de *horsts* e grábens escalonados, assimétricos, com bordas falhadas e flexurais, com zonas de acomodação e falhas transferentes segmentando-os em sub-grábens”. Estes planaltos residuais antecedentes ao processo de rifteamento teriam sido nivelados pela erosão no período Cretáceo-Paleoceno, aproximadamente a 65 Ma. (RICCOMINI *et al.* 2004), e conforme ZALAN & OLIVEIRA (2005) seriam remanescentes do que originalmente constituiu a Superfície de Aplainamento do

Japi a oeste (Serra da Mantiqueira) e a Serra do Mar Cretácea a leste. ZALAN & OLIVEIRA (2005) estabeleceram três segmentos de caráter continental para o rifte:

- a) rifte Paraíba do Sul: corresponde a bacia drenada pelo rio homônimo, exibe marcante captura de drenagem na altura do gráben de Taubaté. Ao longo de sua extensão longitudinal exibe preenchimento sedimentar descontínuo, e por vezes com ausência de sedimentos. Inclui os grábens de São Paulo a sul, Taubaté, Resende-Volta Redonda e do baixo Paraíba do Sul a norte;
- b) rifte Litorâneo: de leste para oeste, engloba os grábens tipicamente assimétricos de Barra do São João, Guanabara, Ubatuba, Santos, Ribeira do Iguape, Cananéia e Paranaguá;
- c) rifte Ribeira: compreende os grábens de Sete Barras e Alto Ribeira, o primeiro de caráter assimétrico e o outro, simétrico.

Contudo, ZALAN & OLIVEIRA (2005) consideram a Bacia de Curitiba uma depressão topográfica com possível tectônica nas bordas, situada entre os riftes Litorâneo (gráben de Paranaguá) e Ribeira (gráben Alto Ribeira). Esta interpretação baseia-se no fato desta não aparecer como gráben nos perfis morfo-tectônicos em escala regional. Porém, deve-se considerar que os grábens do rifte Ribeira apresentam menor desnivelamento das bordas falhadas se comparados aos demais grábens que compõem o SRCBS, característica que associada à análise em escala inadequada, dificulta o reconhecimento de feições atenuadas pela erosão e/ou por fases tectônicas posteriores.

4.3 BACIA DE CURITIBA

As primeiras referências aos sedimentos da Bacia de Curitiba remontam as décadas do início do século passado. São encontradas nos trabalhos sobre a Geologia do Estado do Paraná de OLIVEIRA (1927 *apud* BIGARELLA *et al.* 2003). Dentre pesquisas pioneiras sobre origem, idade e correlações dos sedimentos, destaca-se a de BIGARELLA & SALAMUNI (1962), que constituiu importante estudo sobre a Formação Guabirotuba. Estudos posteriores como o de BECKER (1982) aprofundaram a discussão estratigráfica, assim como sobre a evolução tectono-sedimentar da bacia (SALAMUNI, 1998; SALAMUNI *et al.* 2003). PERICO *et al.* (2006), PERICO (2007), LIMA (2008) e LIMA & FERNANDES (2008) retomaram estudos estratigráficos e da evolução sedimentar da bacia, e MACHADO *et al.*

(2008) e MACHADO (2009) apresentaram resultados de estudos de proveniência de sedimentos por análise de minerais pesados .

As sínteses regionais mais recentes sobre o Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RICOMINNI *et al.* 2004; ZALÁN & OLIVEIRA, 2005) fazem breves referências à Bacia de Curitiba. Tal fato se deve, sobretudo, à relativa falta de estudos de detalhe sobre contexto deposicional, paleogeográfico, paleoambiental, cronoestratigráfico e evolução sedimentar da bacia.

4.3.1 Estratigrafia

A natureza descontínua dos depósitos, característica de depósitos continentais, aliada à ausência de dados geocronológicos, implica discussões baseadas essencialmente em correlações estratigráficas com outras bacias do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil e a Bacia de Curitiba. No quadro 4 são apresentadas as propostas estratigráficas de subdivisão da Fm. Guabirubá.

Quadro 4: Síntese das propostas estratigráficas para a Bacia de Curitiba. Sucessão estratigráfica de acordo com a inferida pelos autores.

Unidade	Autor	Idade	Origem	Clima
Fm. Boqueirão	BECKER (1982)	Pleistoceno superior (?)	sedimentos arenosos do fundo de vales fluviais	úmido
Fm. Tinguis	BECKER (1982)	Plioceno superior a Pleistoceno inferior (?)	retrabalhamento fluvial da Fm. Guabirubá	semi-árido
Fm. Piraquara	COIMBRA <i>et al.</i> (1995)	Oligoceno a início do Mioceno (?)	depósitos de contexto fluvial meandrante	úmido
Fm. Guabirubá	SALAMUNI (1998)	Eomioceno à Mesomioceno	depósitos de leques aluviais	semi-árido
	BIGARELLA & SALAMUNI (1962)	Plio-pleistoceno		

A Formação Guabirubá possui espessura preservada de até 85 m. É constituída por cascalhos polimíticos, areias quartzo-feldspáticas e lamias argilosas, cinza esverdeados, inconsolidados. BIGARELLA & SALAMUNI (1962) atribuem sua origem a mobilização do manto de intemperismo pré-existente durante clima semi-árido, quando a esparsa vegetação e a sazonalidade das chuvas possibilitaram o desenvolvimento de leques aluviais marginais. Sua idade estimada é eomiocênica a mesoeocênica por correlação com a Formação Resende – presente nas bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda (RICCOMINI *et al.* 2004) – e pela ocorrência isolada de conteúdo polínico (SALAMUNI & SALAMUNI, 1999).

Todavia, trabalhos posteriores (BECKER, 1982; COIMBRA *et al.* 1995) propuseram a subdivisão da Formação Guabirotuba em unidades estratigráficas distintas. BECKER (1982) descreveu cascalhos, areias e argilas caracteristicamente avermelhadas, com até 5 m de espessura preservada, acima de contato erosivo com a Formação Guabirotuba. Assim, contemporaneamente à elaboração da Superfície de Curitiba (AB' SABER & BIGARELLA, 1961) sob clima semi-árido plio-pleistocênico, sedimentos da Formação Guabirotuba teriam sido retrabalhados e depositados em feições erosivas pouco profundas, originando os depósitos da “Formação Tinguís”. BECKER (1982) também propôs a denominação de Formação Boqueirão aos depósitos arenosos pleistocênicos de fundo de vale. Entretanto, SALAMUNI & SALAMUNI (1999) consideraram que o contexto deposicional destes sedimentos não se difere do das atuais planícies aluviais dos afluentes do rio Iguaçu.

COIMBRA *et al.* (1995) propuseram a Formação Piraquara, a qual engloba areias e argilas de cores avermelhadas a esbranquiçadas, estratificadas horizontalmente, com granodecrescência, marcas de raízes e por vezes intercaladas a camadas arenosas com arranjo sigmoidal. Esta unidade exhibe contato abrupto ou gradual com a Formação Guabirotuba (sotoposta), e sua espessura não ultrapassa 5 m. Sua origem estaria relacionada à “calmaria” tectônica associada ao clima úmido, durante o final do Oligoceno e início do Mioceno, o que permitiu a implantação gradativa de um sistema fluvial meandrante. Conforme os autores, esta unidade não se confunde com os depósitos da Formação Tinguís, considerada por eles alteração intempérica da Formação Guabirotuba.

4.3.2 Evolução tectônica

A Bacia de Curitiba é caracterizada por possuir estruturação em blocos basculados delimitados por falhas que seccionam seu embasamento (figura 9) e até parte dos sedimentos. As estruturas rúpteis indicam superposição de episódios tectônicos que influenciaram tanto a paleogeografia quanto a distribuição estratigráfica dos depósitos (quadro 5). As estruturas mais antigas são de natureza rúptil-dúctil, com orientação NE-SW e ENE-WSW (neoproterozóico). Secundariamente, ocorrem estruturas com movimentação transcorrente oblíqua de direção NW-SE (Cretáceo inferior).

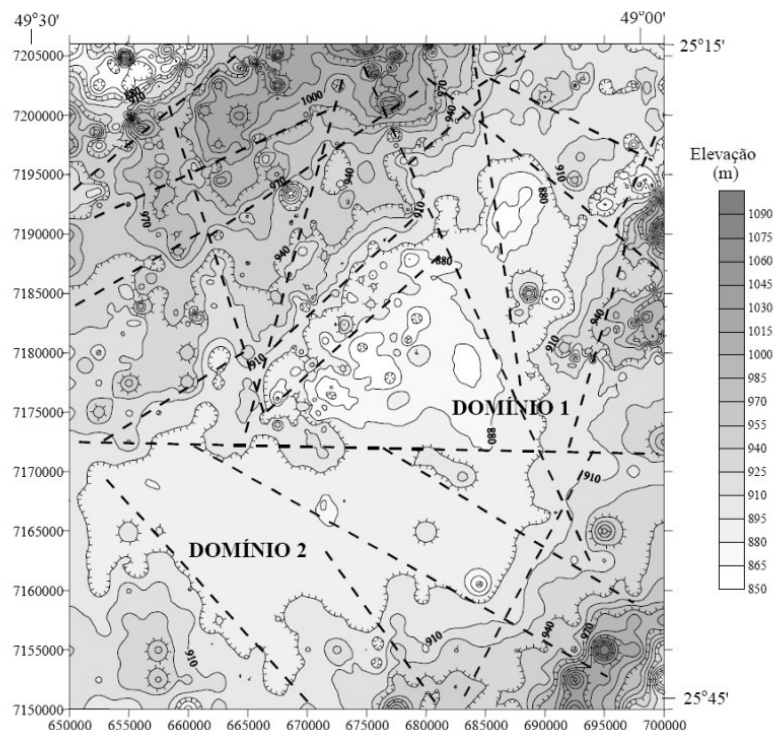


Figura 9: Mapa do contorno estrutural do embasamento, com prováveis lineamentos estruturais interpretados que condicionam a calha da bacia de Curitiba. (SALAMUNI, 1998)

A segunda geração de estruturas tectônicas, considerada de idade terciária, tem registro na porção basal da Formação Guabirotuba e corresponde a falhas normais de direção NE-SW e N-S (SALAMUNI *et al.*, 2004). Utilizando análise estrutural e de evolução geomorfológica, tais autores identificaram distintos eventos deformacionais na conformação da bacia (quadro 5). O primeiro (D₁) evento deformacional foi de natureza extensiva W-E e WNW-ESE, e foi acomodado por falhas normais de direção NE-SW, gerando mergulhos moderados a altos e planos de falhas com possível geometria lítrica. O rebaixamento e a rotação dos blocos gerou um hemi-gráben, onde se desencadeou o preenchimento inicial da bacia (figura 10).

De acordo com SALAMUNI (1998), o regime extensivo perdurou até o fim do Oligoceno, mas durante o Mioceno, ocorreu abrupta mudança no campo de esforços regional (quadro 5). O regime deformacional assumiu caráter compressivo, conservando a direção E-W a NW-SE (evento D₂). Estruturas de direção NE e NNE foram reativadas com movimentação transcorrente destal, e secundariamente, estruturas de direção NW com movimentação normal e transcorrente. Entretanto,

dados obtidos em falhas e estrias do embasamento indicam atuação de pulsos distintos no mesmo evento deformacional (D_2').

Quadro 5: Síntese da evolução tectônica da Bacia de Curitiba (Baseado em SALAMUNI *et al.* 2003)

Evento	Natureza	Duração	Síntese	Implicações deposicionais
D_2	D_2' compressiva (EW a NW)	Mioceno (?)	reativação de falhas sob regime transtensivo, movimentação destal, melhor registro nos sedimentos	deposição da Formação Tinguis, subsequente
	D_2'' compressiva (NNE)		reativação de falhas transcorrentes sob regime transpressivo, melhor registro no embasamento	desenvolvimento da bacia hidrográfica do rio Iguaçu
D_1	distensiva (EW a WNW)	até final do Oligoceno	reativação de falhas NE-SW com movimentação normal	deposição inicial e deformação da Fm. Guabirotuba

Possivelmente, a progressiva deformação causada pela rotação do eixo de maior esforço de E-W para NNE-SSW, fez com que falhas da bacia fossem reativadas com movimentação transcorrente sob regime transtensivo, ocasionado inversão de blocos e falhas, na transição do evento D_2'' para D_2' (figura 10). Falhas do embasamento foram reativadas com movimentação transcorrente sob regime transpressivo, caracterizando o evento D_2' . Esta sucessão de esforços sugere atuação de um regime tectônico transtensional, geralmente relacionado a bacias do tipo *pull apart*.

4.3.3 Contorno estrutural do embasamento da Bacia de Curitiba

SALAMUNI (1998) empregou dados de sondagens e exposições superficiais de rochas cristalinas para modelagem do contorno estrutural do embasamento. Para amenizar efeitos indesejáveis relacionados à distribuição pontual irregular dos dados de profundidade, ou mesmo, anisotropias direcionais do embasamento; fez tratamentos estatísticos como a análise de superfícies de tendências, seguida de regressão polinomial de 2º e 3º grau.

Conforme afirmou o autor, o uso dessas técnicas facilitou a percepção de padrões de variações sistemáticas em maior e menor escala. A superfície de tendência indica que além da conformação da parte central da bacia, também ocorrem altos intermediários ou intervenientes, correspondentes a blocos do embasamento adernados, por vezes expostos, que promoveram o isolamento de pequenas depressões de dimensões reduzidas.

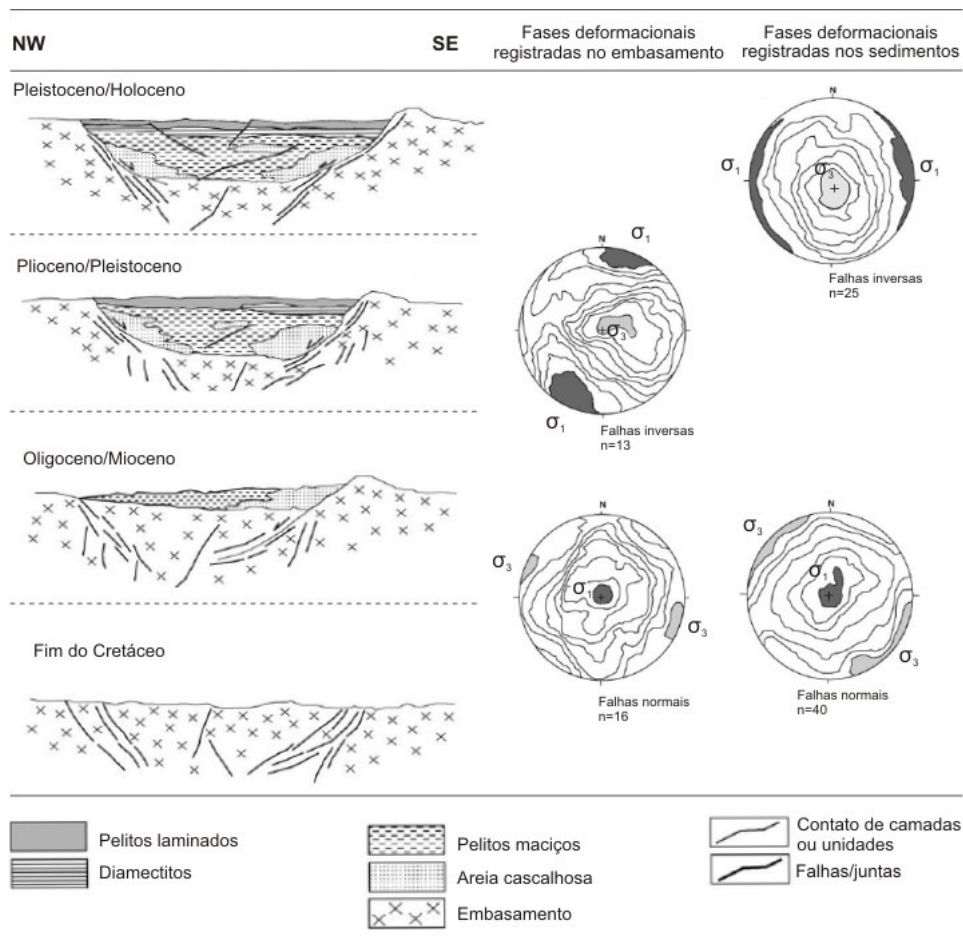


Figura 10: Evolução tectono-sedimentar da bacia sedimentar de Curitiba, de acordo com SALAMUNI *et al.* (2003).

Naquele estudo, a regressão linear de 2º grau mostrou que o embasamento apresenta tendência de menor profundidade nas porções norte-noroeste e sul-sudeste, e maior na porção central. Esta hipótese também foi confirmada na regressão linear polinomial de 3º grau. Assim, afirmou SALAMUNI (1998), foi possível verificar que a Bacia de Curitiba foi formada como uma calha estrutural principal alongada na direção NE-SW, com menor profundidade (± 100 m) (figura 11) se comparada às bacias de Taubaté (200 m) e São Paulo (500 m), ambas sob contexto geológico similar.

A superfície de topo do embasamento apresenta altitudes mínimas de 820 m acima do nível do mar, mas a média é da ordem de 870 m. As “ombreiras” aflorantes atingem altitudes de até 900 m a oeste, e 1140 m a leste e a sudeste (Serra do Mar). A superfície atual da Bacia de Curitiba exhibe diferenças significativas de topografia em relação ao contorno estrutural do embasamento.

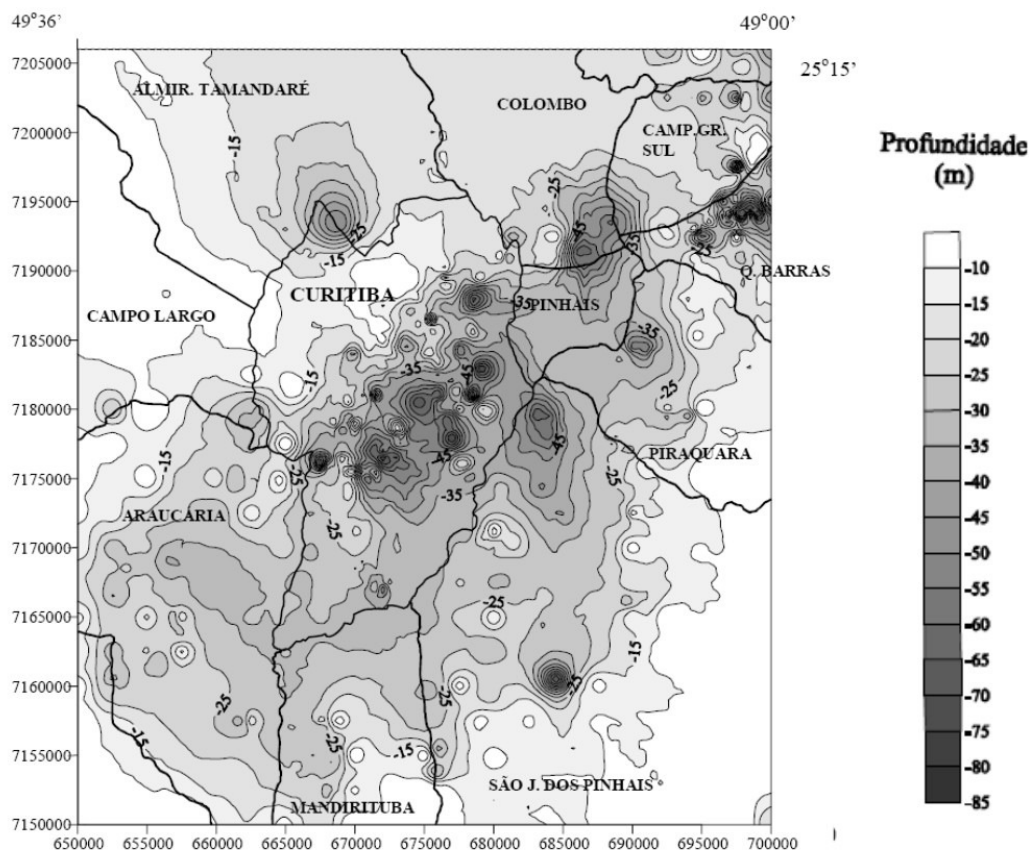


Figura 11: mapa de contorno estrutural do embasamento da bacia sedimentar de Curitiba. SALAMUNI, 1998.

5 GEOLOGIA REGIONAL

A evolução geológica do Primeiro Planalto Paranaense deu-se desde o Paleoproterozóico até o presente. O embasamento da Bacia de Curitiba constitui notável cráton continental, cuja gênese envolveu eventos deformacionais de caráter rúptil e/ou dúctil, de intensidade e atuação variadas. Neste contexto, o quadro a seguir esboça uma síntese dos principais litotipos que constituem o substrato da Formação Guabirotuba (quadro 6).

Quadro 6: principais unidades do embasamento da Bacia de Curitiba. Modificado de MORO & BRITO NEVES (2004).

Idade	Unidade litoestratigráfica	Constituição litológica
CENOZÓICO	Holoceno	depósitos aluvionares
		sedimentos inconsolidados, provenientes da erosão dos litotipos mais antigos por processos fluviais. Formam depósitos areno-argilosos de planícies de inundação.

(continua)

Idade		Unidade litoestratigráfica	Constituição litológica
CENOZÓICO	Oligo-mioceno	Formação Guabiruba	argilitos, arenitos, arcóseos, depósitos rudáceos, calcretes e margas depositadas por torrentes em ambientes semi-áridos.
		diques intrusivos	diabásios de granulação fina a média, intrusivos em falhas de direção de NE-SW;
MESOZÓICO	Jurássico	Formação Camarinha	conglomerados, arenitos, siltitos e lamitos tardi-colisionais de <i>fandeltas</i> ;
		Província Graciosa	granitos porfíricos, sienogranitos, álcali-feldspato granitos, microgranitos, álcali-feldspato granitos com anfibólio, álcali-feldspato sienitos e sieno-monzogranitos;
PROTEROZOICO	Neoproterozóico	Granito Ceme	sienogranitos, alcali-feldspato granitos, gnaisses e milonitos; correlato aos granitos Passa Três e Rio Abaixo, entre outros;
		Grupo Setuva	metacalcários, mármore e metamargas com intercalações de filitos, xistos e quartzitos, metapelitos, metapsamitos, metacherts e rochas metavulcânicas;
		Grupo Açungui	filitos, mármore, quartzitos, metarenitos, metassiltitos, metarritmitos metaconglomerados e metamargas
	Paleoproterozóico	Complexo Atuba	gnaisse bandados migmatizados; ortognaisses com foliação milonítica; granitos hololeucocráticos; gnaiss-granulitos; gnaisses bandados com intercalações anfibolíticas

5.1 COMPLEXO ATUBA

O Complexo Atuba é o embasamento de grande parte dos sedimentos da Bacia de Curitiba. Constitui faixa alongada na direção NE, com limites norte e sul com os cinturões Ribeira e Dom Feliciano. O flanco noroeste do Complexo Atuba mergulha sob o Grupo Açungui, e o sudeste, está em contato com a Suíte Rio Piên e plútons da Província Graciosa. O contexto geotectônico do Complexo Atuba e da Suíte Rio Piên caracteriza o Domínio Curitiba, o qual se associa a sudeste, aos domínios Paranaguá e Luís Alves. De acordo com BASEI *et al.* (1992), esta relação representa a aglutinação de entidades tectônicas distintas, decorrentes de sucessivas subduções e colisões continentais relacionadas à conformação do Gondwana Ocidental durante o Paleoproterozóico (SIGA JUNIOR *et al.* 1995; SIGA JUNIOR *et al.* 2007).

O Complexo Atuba é constituído predominantemente por gnaisses bandados migmatíticos. No entanto, próximo ao flanco noroeste, ocorrem ortognaisses com

foliação milonítica orientada segundo NE-SW, e subsidiariamente, granitos hololeucocráticos de granulação média a grossa. A nordeste, entre Campo Largo e Colombo observa-se faixa alongada onde ocorrem gnaiss-granulitos cinza-esverdeados, com foliação definida por forte estiramento mineral. A sudeste de Curitiba predominam gnaisses bandados, leucocráticos a mesocráticos, migmatíticos, com granulação média e grande variação textural, onde são frequentes intercalações de corpos anfibolíticos (por vezes granatíferos) e xistos magnesianos.

A determinação da idade dos eventos relacionados à evolução do Complexo Atuba é dificultada pela atuação de fases deformacionais sobrepostas. SIGA JUNIOR *et al.* (1995) atribuem idade paleoproterozóica para a formação destas rochas, seguida por intensa migmatização no neoproterozóico e subsequentemente, remigmatização imposta pela granitogênese brasileira.

5.2 GRUPO AÇUNGUI

O Grupo Açungui constitui o embasamento aflorante a norte da bacia sedimentar de Curitiba e engloba rochas originadas em ambiente marinho, metamorfasadas e deformadas durante o Proterozóico superior. De acordo com FIORI & GASPAR (1993), a maioria das unidades é separada por grandes falhas de cavalgamento, e por essa razão apresentam complexa organização estratigráfica atual modificada da original. Na concepção destes autores, as unidades que compõem o Grupo Açungui são as seguintes:

- 1) Formação Capiru: constituída por metassedimentos situados a sul da Falha da Lancinha. É subdividida em três conjuntos litológicos: a) *Juruqui*, filitos avermelhados, com eventuais intercalações de quartzitos; b) *Rio Branco*, mármore ou metacalcários entremeados com filitos e quartzitos; e c) *Morro Grande*, alternância de quartzitos, filitos e mármore.
- 2) Formação Votuverava: reúne os conjuntos a) *Bromado*, composto por filitos, quartzitos e metaconglomerados polimíticos (típicos da unidade); b) *Coloninha*, que compreende metarenitos, metassiltitos, metarritmitos e metaconglomerados, frequentemente com contatos

transicionais; e c) *Saivá*, composto essencialmente por filitos, metarritmitos, mármore e metamargas.

- 3) Formação Antinha: formada pelos conjuntos a) *Tacaniça*, constituído de metarritmitos sílticos cinza, com intercalações de metassiltitos arenosos e metarritmitos síltico-arenosos, meta-arenitos, e meta-conglomerados; b) *Capivara*, metacalcários calcíticos, geralmente rítmicos, cinza escuros; e c) *Vutuvuru*, composto por metarritmitos arenosos, com intercalações de metaconglomerados, metassiltitos, quartzitos (meta-arenitos) e meta-argilitos.

5.3 COMPLEXO SETUVA

O Complexo Setuva compõe o núcleo de antifórme sigmoidal alongado na direção NE-SW, situado entre a Bacia de Curitiba e a Zona de Cisalhamento Lancinha. É constituído por gnaiss-migmatitos a sul, e sienogranitos, granodioritos e monzogranitos na porção centro-norte, onde são descritas zonas de rochas protomiloníticas a miloníticas. Conforme SIGA JUNIOR *et al.* (2007), apresenta contatos tectônicos com as rochas metassedimentares da Formação Capiu, e continuidade física à leste com os terrenos gnáissico-migmatíticos, graníticos e anfibolíticos pertencentes ao Complexo Atuba. Os núcleos Betara e Tigre, distintamente, localizam-se a norte da Zona de Cisalhamento Lancinha e fazem contato com as sequências metavulcanossedimentares das formações Betara e Perau.

A geocronologia do Complexo Setuva é complexa, pois envolve litotipos distintos submetidos processos tectônicos policíclicos. A observação e datação do núcleo de zircões zonados indicou idades arqueanas (3.200-3.000Ma) para os terrenos gnáissico-migmatíticos localizados a sul, Arqueano tardio (~2.650Ma) e Paleoproterozóico (~2.100Ma) para os sienogranitos miloníticos do setor norte (U-Pb, EV-TIMS). O padrão isotópico de zircões sem sobrecrecimentos, obtidos em sienogranitos protomiloníticos da porção central, indica idade também paleoproterozóica para esta fácies, mas com resfriamento atribuído ao neoproterozóico (método K-Ar/ ^{40}Ar - ^{39}Ar) (SIGA JUNIOR *et al.* 2007).

5.4 PROVÍNCIA GRACIOSA

Na porção oriental da Bacia de Curitiba elevações adjacentes ao escarpamento da Serra do Mar, localmente denominado Serra da Graciosa, são sustentadas por plútons subcirculares de composição granítica e sienítica, caracterizados pela coexistência de associações petrográficas alcalinas e aluminosas do tipo-A. Estendem-se do nordeste de Santa Catarina até sudeste do Estado de São Paulo, correspondendo aproximadamente ao contato entre as microplacas Curitiba (Domínio Curitiba) e Luis Alves (Domínio Luis Alves), e a norte, entre a microplaca Curitiba e o Cinturão Granítico Costeiro. GUALDA & VLACH (2007) reconheceram cinco plútons distintos, alguns deles com nítida relação intrusiva com rochas adjacentes:

- a) Capivari: o mais setentrional e menos expressivo, com área de aproximadamente 34 km². É composto por granitos porfiríticos e sienogranitos;
- b) Órgãos: localizado a sul do anterior, possui área de aproximadamente 100 km². É o de maior expressão em área e complexidade interna, com associações de álcali-feldspato granito, granitos porfiríticos, sienogranitos equigranulares, enclaves de microgranito entre outros;
- c) Farinha Seca: ocupa posição central entre os plútons Órgãos, Marumbi e Anhangava. Difere dos demais pelo predomínio de álcali-feldspato granitos com anfibólio, com quantidades subordinadas de sienogranitos e quartzo-sienitos;
- d) Marumbi: possui forma irregular, alongado na direção norte sul, com área de 37 km². A única fácies reconhecida corresponde a álcali-feldspato granitos com anfibólio;
- e) Anhangava: é orientado na direção norte sul, e possui dimensões de aproximadamente 50 km². Apresenta grande variedade de fácies petrográficas com distribuição e inter-relação complexa, onde predominam álcali-feldspato sienitos, sieno-monzogranitos e álcali-

feldspato granitos com biotita, e álcali-feldspato sienitos com piroxênio e olivina.

Idades geocronológicas absolutas obtidas pelo método Rb-Sr situam o magmatismo da Província Graciosa no intervalo 520-600 Ma. Dados obtidos pelo método U-Pb, disponíveis somente para alguns do plútons, apontam idades entre 575-600 Ma (Neoproterozóico). Entretanto, idades obtidas pelo método K-Ar indicam que esse granitóides submeteram-se a curtos intervalos de resfriamento. Estas características sugerem que a geração dos magmas da Província Graciosa relaciona-se ao rearranjo crustal posterior a colisão entre o cinturão granítico costeiro e o bloco Curitiba-Luis Alves, no intervalo neoproterozóico a Cambriano.

5.5 GRANITO CERNE

Trata-se de um batólito granítico com dimensão de aproximadamente 45 km², localizado a noroeste da Bacia de Curitiba. Conforme CURY *et al.* (2008), é constituído predominantemente por granitos leucocráticos, avermelhados, equigranulares, médios a grossos e composição sienogranítica a álcali-feldspato granítica. Nas suas bordas ocorrem faixas de espessura métrica de rochas deformadas, como gnaisses e milonitos. CURY (2003 *apud* CURY *et al.* 2008) associa o Granito do Cerne ao mesmo evento de intrusão dos granitos Passa Três e Rio Abaixo, adicionalmente, PRAZERES FILHO (2003) associa este e outros batólitos (Capão Bonito, Sguário, Córreas, Morro Grande, Carambeí, Joaquim Murtinho etc.) ao magmatismo pós-colisional anorogênico da porção sul do Cinturão Ribeira, ocorrido entre 590 a 560 Ma (Neoproterozóico).

5.6 FORMAÇÃO CAMARINHA

A Formação Camarinha aflora adjacente ao flanco noroeste da calha da bacia, no município de Campo Largo. Estratigraficamente situa-se acima do Grupo Açungui (em discordância angular), e sob a Formação Furnas (Devoniano, Bacia do Paraná), contexto este que a situa no Eocambriano. MORO (2000 *apud* MORO & BRITO NEVES, 2004) a divide em três unidades metassedimentares com transição gradual:

- a) A: aflorante no limite sudeste na forma de faixa com direção NE, constituída por conglomerados polimíticos, arenitos médios a conglomeráticos, maciços e incipientemente estratificados, com proporção menor de faixas de granulação mais fina na porção basal;
- b) B: que ocorre ao longo de toda extensão sul, na forma de sinclinal com fechamento para nordeste. Compreende brechas e conglomerados polimíticos intraformacionais com intercalações de arenitos grossos, por vezes com clastos, maciços ou com estratificação incipiente;
- c) C: ainda no sul, ocorre como pequenas lentes intercaladas a unidade B; é composta por arenitos finos que passam a siltitos, lamitos e ritmitos, que por vezes contem laminação paralela, marcas onduladas simétricas, cavalgantes, raramente assimétricas, *wavy*, *flaser*, cruzadas tabulares e tangenciais e estruturas de sobrecarga.

Estudos de litofaciologia e proveniência sedimentar sugerem que a sedimentação da Formação Camarinha se deu em ambiente costeiro com leques progradantes (*fandeltas*).

5.7 FORMAÇÃO SERRA GERAL

Na região do primeiro planalto, esta unidade ocorre na forma de corpos intrusivos tabulares de composição básica e secundariamente intermediária, encaixados no embasamento da Bacia de Curitiba. Geralmente são tabulares e de espessura variada, com orientação na direção NW-SE. Tais feições são relacionadas aos processos que culminaram na ruptura continental, e a conseqüente abertura do oceano Atlântico Sul no Cretáceo superior (137 a 127 Ma) (MILANI *et al.* 2007). O Arco de Ponta Grossa interferiu na evolução geológica da porção centro leste da América do Sul, onde movimentos verticais geraram fraturas extensas e profundas que deram passagem ao magma formador dos derrames basálticos (Formação Serra Geral), no interior da Bacia do Paraná. Além disso, tais eventos deformaram e expuseram unidades basais da Bacia do Paraná, assim como o embasamento pré-cambriano, gerando/reactivando importantes zonas de falhas regionais.

6 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

A compartimentação geomorfológica do Primeiro Planalto Paranaense é fortemente marcada pela constituição geológica do embasamento pré-cambriano e suas direções estruturais regionais, que condicionam o desenvolvimento de sistemas de drenagens e alinhamentos de cristas em um padrão NE-SW, NW-SE, e secundariamente, E-W.

6.1 SUPERFÍCIES DE APLAINADAS DO PRIMEIRO PLANALTO PARANAENSE

Estudos sedimentológicos e geomorfológicos de AB´SABER & BIGARELLA (1961), trataram da evolução da compartimentação do relevo do primeiro planalto paranaense. Os autores propuseram a formação de quatro paleossuperfícies de origem erosiva, cuja gênese estaria relacionada a processos essencialmente climáticos (figura 12).

A Superfície Pré-devoniana, situada a oeste da Bacia de Curitiba, foi provavelmente elaborada sob clima úmido a subúmido que permitiu o desenvolvimento de espesso regolito, retrabalhado durante a transgressão marinha devoniana. Ao longo do contato com a Formação Furnas esta superfície não apresenta ondulações acentuadas, feições de antigos vales, o que indica que antes mesmo da transgressão passou por processos de aplainamento (figura 12, nº 1).

A Superfície Purunã, ou também denominada superfície de cimeira dos planaltos paranaenses, materializa-se em remanescentes retrabalhados no reverso continental da Serra do Mar (entre 1400 e 1500 m), e em planos que truncam a Escarpa Devoniana (1200 m) e a escarpa da serra da Esperança (entre 1000 e 1100 m). Provavelmente, esta superfície influenciou a superimposição primária dos rios da vertente continental do Paraná, acentuada em um segundo momento, pelo arqueamento que precedeu a ruptura continental cretácea (Arco de Ponta Grossa). Sua presença sugere atuação de processos de pediplanização sob climas tropicais que variavam de sub-úmido a semi-árido moderado, com equivalente sedimentar nos depósitos dos grupos Bauru e Caiuá. Possivelmente, a superfície Purunã comportava relevos residuais no primeiro planalto e noroeste do terceiro planalto. Alguns dos altos maciços da Serra do Mar constituem resíduos esboçados ao nível da superfície Purunã, sucessivamente resalientados durante fases de aplainamento posteriores (figura 12, nº 2).

O contexto da Superfície do Alto Iguaçu é similar ao dos demais aplainamentos interplanálticos do interior, diferencia-se, entretanto, por assentar-se bruscamente sobre as rochas proterozóicas do primeiro planalto. Em comparação com as superfícies mais antigas, sua caracterização é mais difícil. Corresponde a uma pediplanação com bases de drenagem exorréica, desenvolvida após escavação das primeiras depressões periféricas, sob clima sub-úmido atuante em meados do Terciário. O certo é que restou embutida entre as escarpas estruturais então esboçadas e a ladeira continental do núcleo curitibano do “Escudo Brasileiro” (figura 12, nº 3).

Mais recente que as anteriores, a Superfície Curitiba encontra-se embutida na superfície que a antecede (Alto Iguaçu). Conforme os autores, embora pareça confundir-se com esta, é de idade bem mais moderna, pois sua base está escavada na anterior, enquanto seu topo nivela-se aos remanescentes da Superfície pré-devoniana que circunda a Bacia de Curitiba (figura 12, nº 5). Sua evolução é complexa, pois se relaciona ao desfecho da sedimentação, bem como à evolução tectônica deformadora da Bacia de Curitiba.

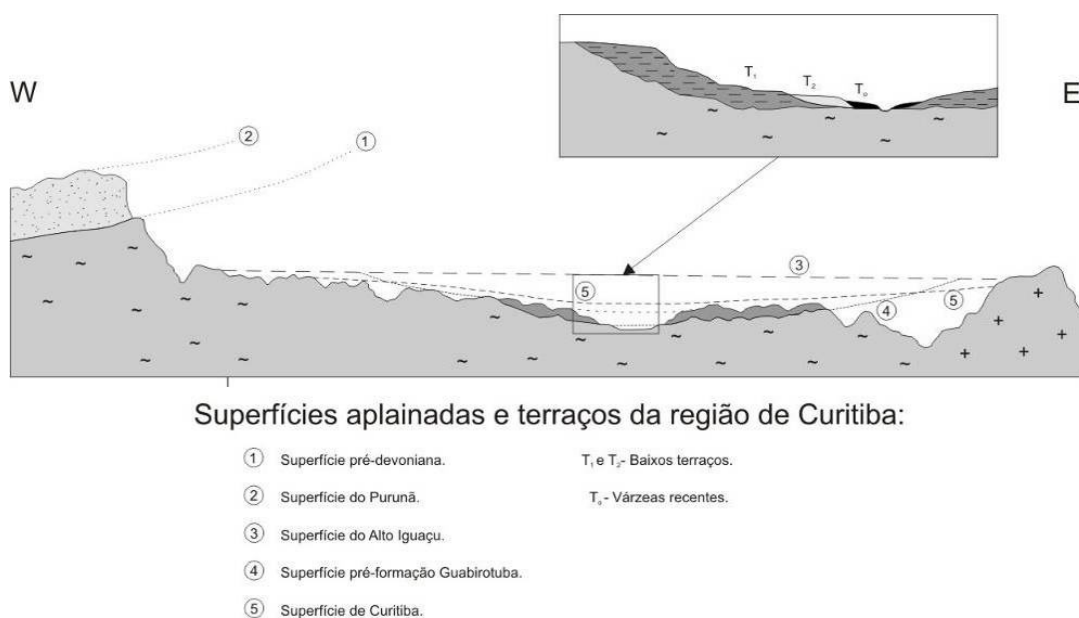


Figura 12: Superfícies erosivas do primeiro planalto paranaense, conforme AB'SABER & BIGARELLA (1961).

7 FACIOLOGIA DOS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO GUABIROTUBA

7.1 FÁCIES SEDIMENTARES

Uma síntese das fácies reconhecidas nos sedimentos da Formação Guabirrotuba é apresentada no quadro 7. A classificação é baseada na proposta de MIALL (1996), e suas características são detalhadas nos itens seguintes.

Quadro 7: Fácies sedimentares identificadas nos sedimentos da Formação Guabirrotuba, segundo a classificação de MIALL (1996).

Fácies sedimentares			
Código	Denominação	Constituição	Estruturas
<i>Gmm</i>	cascalho maciço sustentado por matriz	cascalho polimítico com matriz lamosa	maciça; imbricação de clastos mal definida
<i>Gcm</i>	cascalho sustentado pelo arcabouço	cascalho polimítico com matriz arenosa	gradação normal; imbricação de clastos
<i>Gp</i>	cascalho estratificado sustentado por matriz	cascalhos polimíticos com matriz areno-lamosa	estratificação cruzada tabular
<i>Sm</i>	areia maciça	areia fina a grossa; pode conter grânulos e seixos	maciça; aumento de lama para o topo
<i>Si</i>	areia com gradação inversa	areia média a grossa; pode conter grânulos	gradação inversa
<i>Sh</i>	areia com estratificação plano-paralela	areia média a grossa; pode conter grânulos	estratificação plano-paralela
<i>Sp</i>	areia com estratificação cruzada tabular	areia média a muito grossa; pode conter grânulos e seixos	estratificação cruzada tabular
<i>St</i>	areia com estratificação cruzada acanalada	areia grossa; pode conter grânulos e seixos	estratificação cruzada acanalada
<i>Sr</i>	areia com marcas onduladas	areia muito fina a grossa	marcas onduladas
<i>Fm</i>	lama maciça	argila, silte com proporção variada de areia	maciça
<i>Fl</i>	lama arenosa com laminação cruzada	argila, silte com proporção variada de areia	laminação cruzada isolada
<i>Fh</i>	lama com laminação plano-paralela	argila e silte	laminação horizontal incipiente

(continua)

Fácies eo/telodiagenéticas			
Código	Denominação	Constituição	Estruturas
<i>Plc</i>	Calcretes pedogenéticos laminares	Calcita e/ou Dolomita	calcretes de aspecto laminar
<i>Pnc</i>	Calcretes pedogenéticos nodulares	Calcita e/ou Dolomita	calcretes de aspecto nodular
<i>Prc</i>	Calcretes pedogenéticos retrabalhados	Calcita e/ou Dolomita	vênulas, crostas adelgaçadas, intraclastos,
<i>Pf</i>	Ferricretes pedogenéticos	óxidos e hidróxidos de ferro	crostas adelgaçadas
Granulação <i>G: Gravel</i> (cascalho) <i>S: Sand</i> (areia) <i>F: Fine</i> (argila e silte)		Pedogênese <i>P: Paleossol</i> (paleossolo) <i>lc: laminar calcrete</i> (calcrete laminar) <i>nc: nodular calcrete</i> (calcrete nodular) <i>rc: reworking calcrete</i> (calcrete retrabalhado) <i>f: ferricrete</i> (ferricretes)	
Textura <i>mm: matrix supported</i> (sustentado por matriz) <i>cm: clast supported</i> (sustentado pelo arcabouço)		Estrutura <i>i: inverse grading</i> (gradação inversa) <i>h: horizontalized</i> (estratificação plano-paralela) <i>p: planar cross bedded</i> (estratificação cruzada tabular) <i>m: massive</i> (estrutura maciça) <i>r: ripple marks</i> (marcas onduladas) <i>t: cross trough</i> (estratificação cruzada acanalada)	

7.1.1 Fácies cascalho maciço sustentado por matriz (*Gmm*)

Esta fácies engloba cascalhos maciços polimíticos constituídos por seixos, grânulos, areia muito grossa, subsidiariamente blocos e raros matações. Os sedimentos são mal selecionados, embora ocorram tipos com seleção moderada. Os clastos do arcabouço são constituídos por quartzitos, granitóides, migmatitos e gnaisses, subangulosos e subarredondados de baixa esfericidade, com maior eixo de até 15 cm. A matriz normalmente é mal selecionada, composta de lama, areias quartzo-feldspáticas de grãos angulosos a subangulosos com esfericidade moderada, e grânulos de esfericidade e arredondamento variados (figura 13, foto a e b). Os cascalhos dessa fácies constituem corpos de aspecto irregular, com base erosiva e topo grosseiramente convexo. As espessuras atingem até um metro e a extensão lateral pode chegar a dezenas de metros. No entanto, o reconhecimento de suas dimensões é dificultado por apresentar transição gradual para outras fácies cascalhosas. A cor dos sedimentos é cinza esverdeado, quando alterados adquirem tonalidades amareladas ou alaranjadas.

7.1.2 Fácies cascalho sustentado pelo arcabouço (*Gcm*)

Nesta fácies são incluídos cascalhos com arcabouço constituído por grânulos e seixos arredondados a subangulosos de até 10 cm, esfericidade e seleção baixa a

moderada, com ocasional gradação normal (figura 13, foto c). Diferenciam-se da fácies *Gmm* por apresentar matriz de areia grossa ou média, com menor proporção de lama. Além disso, exibem imbricação de clastos e na porção basal são sustentados pelo arcabouço. Os estratos de cascalhos possuem forma tabular bem definida, com espessuras decimétricas a métricas, e largura decamétrica. As cores variam entre amarelo ocre, marrom, rosa e vermelho.

7.1.3 Fácies cascalho estratificado sustentado por matriz (*Gp*)

A fácies *Gp* engloba depósitos de cascalhos imaturos, cujo arcabouço pobremente selecionado é formado por seixos e grânulos orientados, ambos predominantemente angulosos e com baixa esfericidade. A matriz é mal selecionada, com areias quartzo-feldspáticas de grãos angulosos e esfericidade moderada, grânulos feldspáticos, e com 10 % do conteúdo em lama. Podem formar lentes de largura métrica e espessura submétrica ou corpos irregulares com topo convexo. A base normalmente é erosiva, e em muitos casos, os limites laterais não são nítidos devido à transição gradual para fácies cascalhosas ou mesmo arenosas (figura 13, foto d). A estratificação cruzada tabular pode formar *sets* com até 2 m, com estratos internos que podem atingir espessura de dez centímetros, e mergulhos médios da ordem de 20°. Sua cor primária é cinza com tons esverdeados, e as cores de alteração são o amarelo e o alaranjado.

7.1.4 Fácies areia maciça (*Sm*)

A fácies *Sm* é constituída por: a) areia grossa quartzo-feldspática eventualmente conglomerática, de grãos angulosos a subangulosos com baixa esfericidade; b) areias médias relativamente mais bem selecionadas que constituem lentes irregulares centimétricas intercaladas ou isoladas em lamais; ou ainda, c) subordinadamente areias mais finas que formam incipientes estratos horizontais de aspecto tabular. Em geral, são imaturas textural e mineralogicamente, contendo em seu arcabouço grânulos e seixos angulosos de baixa esfericidade constituídos por quartzo, feldspato, quartzitos e granitóides em matriz lamosa (figura 13, foto e). Por vezes, as areias maciças são mais coesas devido cimentação carbonática e secundariamente, a cimentação por óxidos/hidróxidos de ferro (avermelhados) e de manganês (de cor negra). A base dessa fácies é em geral erosiva, onde são reconhecidos extraclastos e lentes de espessura centimétrica contendo intraclastos

das fácies subjacentes. Areias maciças conglomeráticas podem ocorrer como estruturas de sobrecarga com forma de bolsões irregulares de dimensões submétricas (figura 13, foto f). Comumente a fácies areia maciça apresenta gradação normal e aumento de lama em direção ao topo. A cor primária é cinza, entretanto, quando alterada adquire cor amarelo, alaranjado, rosa e vermelho.

7.1.5 Fácies areia com gradação inversa (*Si*)

A fácies *Si* possui arranjo textural incomum em comparação com outras fácies arenosas. Exibe gradação inversa, com a base constituída por areia média, e o topo, por areia grossa com menor conteúdo de lama; ou ainda, lama arenosa na base e areia fina com menor proporção de lama no topo. Os litossomas formam lentes de espessura centimétrica e largura métrica, intercaladas a lamas ou areias tabulares de espessura decimétrica (figura 14, foto a). Além disso, nas proximidades do topo ocorre maior concentração de grânulos. As cores mais comuns são o amarelo ocre, laranja e roxo.

7.1.6 Fácies areia com estratificação plano-paralela (*Sh*)

Compreende areias médias a grossas onde o acamamento horizontal incipiente pode ser identificado pelo alinhamento de grânulos e seixos (figura 14, foto b) ou por intercalações de lâminas argilosas. Normalmente ocorre intercalada em fácies arenosas com estratificação cruzada tabular (fácies *Sp*). A cor primária é cinza, mas quando alterada apresenta cor amarelo ocre, alaranjado ou vermelho.

7.1.7 Fácies areia com estratificação cruzada tabular (*Sp*)

A fácies *Sp* é constituída por areia imatura média, grossa e muito grossa, com estratificação cruzada tabular (figura 14, foto c). Os grãos são angulosos e com esfericidade baixa a moderada, constituídos por quartzo, feldspato, e excepcionalmente intraclastos de carbonatos pedogenéticos. Os seixos e grânulos são angulosos a subangulosos, com baixa esfericidade, constituídos por quartzitos, granitóides e gnaisses. A lama corresponde a até 15% da matriz. Esta fácies pode formar camadas tabulares de espessura decimétrica, associadas a superfícies erosivas côncavas; ou concentrações lenticulares de formas irregulares, com largura



Figura 13: **a)** fácies *Gmm*, matriz com conteúdo lamoso abundante, notar cor cinza esverdeada típica; **b)** fácies *Gmm*, cascalho com matriz arenosa; **c)** fácies *Gcm*, cascalhos sustentados pelo arcabouço na base; **d)** fácies *Gp*, aspecto geral de cascalhos com estratificação cruzada tabular; **e)** fácies *Sm*, areia grossa imatura, aspecto maciço e matriz argilosa; **f)** fácies *Sm*, estrutura de sobrecarga em areia média.

métrica a submétrica intercaladas em sedimentos mais finos. Por vezes, a estratificação/laminação cruzada tabular é realçada pelo alinhamento de concordante de clastos (figura 14, foto d), ou/e pela maior concentração de matriz lamosa. Os mergulhos dos planos de estratificação variam entre 20° e 34°, e a cor original dos sedimentos é cinza esverdeado, mas em exposições de superfície predominam as cores secundárias amarelo, e subordinadamente alaranjado.

7.1.8 Fácies areia com estratificação cruzada acanalada (*St*)

Na fácies *Sp*, são incluídas areias essencialmente grossas, imaturas, com grãos angulosos a subangulosos de quartzo e feldspato. No arcabouço ocorrem grânulos e seixos angulosos e subangulosos de feldspato, quartzito, quartzo, rochas granitóides e metabásicas. A estratificação pode ser realçada pelo arranjo de grânulos e/ou seixos alinhados (figura 14, foto e), por cimentação posterior de óxido/hidróxidos de manganês e ferro, ou ainda, de carbonato de cálcio (figura 14, foto f). A fácies *St* ocorre como lentes convexas de espessura métrica, ou estratos tabulares de espessura centimétrica concordantes a feições de base côncava. A estratificação forma *sets* com até 1 m de espessura, com mergulho dos estratos entre 12° e 36°. As cores primárias são acinzentadas a as de alteração mais comuns são a alaranjada, branca e roxa.

7.1.9 Fácies areia com marcas onduladas (*Sr*)

Esta fácies é constituída por areia fina, média, e minoritariamente grossa. As marcas onduladas possuem amplitude de até 5 cm e comprimento de onda inferior a 20 cm, normalmente associadas a areias com estratificação plano-paralela (fácies *Sh*) e com estratificação cruzada tabular (fácies *Sp*) (figura 15, foto a).

Diferente das fácies arenosas descritas anteriormente, a fácies *Sr* apresenta transições graduais com fácies adjacentes, e por vezes ocorre intercalada em fácies lamosas com maior concentração de areia fina (figura 15, foto b). A cor original é cinza, mas ocorrem nas cores secundárias amarela, alaranjada e roxa.

7.1.10 Fácies lama maciça (*Fm*)

As lamas são abundantes entre os depósitos da Formação Guabirotuba. São sedimentos geralmente mal selecionados, onde predominam

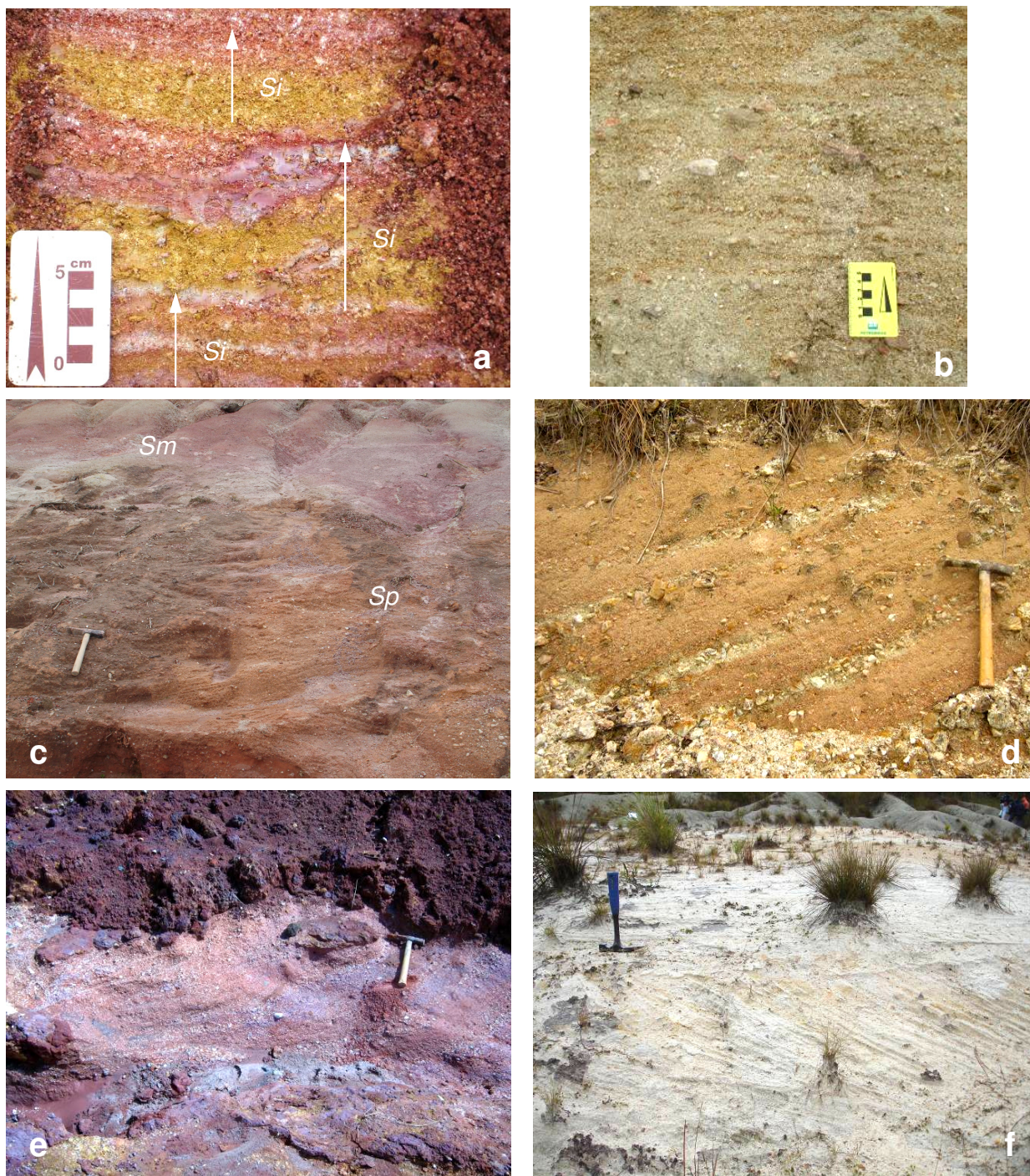


Figura 14: **a)** fácies *Si*, areia média com granocrescência ascendente, realçada por intercalações argilosas com acamamento plano-paralelo; **b)** fácies *Sh*, estratificação plano-paralela em areia grossa; **c)** fácies *Sp*, estratificação cruzada tabular em areia grossa, porção central da foto; **d)** fácies *Sp*, areia grossa com estratificação cruzada tabular salientada por seixos, grânulos e argila; **e)** fácies *St*, areia fina com estratificação cruzada acanalada salientada por concentração de grânulos e seixos; **f)** fácies *St*, estratificação cruzada acanalada em areias médias salientada por lâminas carbonáticas.

argilas e silte com proporção de areia fina variada. Areias médias e grossas, grânulos e seixos esparsos ocorrem em quantidades subordinadas (figura 15, figura b). Nas frações mais grossas, predominam quartzitos, feldspatos potássicos, granitóides, e excepcionalmente fragmentos arredondados de crostas carbonáticas. Tanto o arredondamento quanto a esfericidade dos clastos maiores do são variados. A espessura dominante é métrica a centimétrica, mas excepcionalmente, lamas maciças podem constituir exposições com até 12 m de espessura. Nas exposições mais expressivas, a forma tabular dificulta a determinação dos limites laterais dos estratos lamosos. A cor primária é cinza, mas quando alterada adquire tonalidade e textura mosqueada em tons de marrom, vermelho ou roxo (figura 15, foto c).

7.1.11 Fácies lama arenosa com laminação cruzada (*Fl*)

A fácies *Fl* inclui lamas com laminação ou estratificação cruzada tabular de ocorrência subordinada a lamas de estrutura maciça (fácies *Fm*). Formam *sets* mal definidos nas porções areno-siltosas de lamas maciças. As lâminas apresentam espessura milimétricas e os *sets*, da ordem de 20 cm. Por vezes, as estruturas são realçadas por cimentos carbonáticos ou de óxidos/hidróxidos de ferro, e neste caso, possibilitam a obtenção de dados para análise de paleocorrentes (figura 15, foto d).

7.1.12 Fácies lama com laminação plano-paralela (*Fh*)

Esta fácies é pouco recorrente entre sedimentos finos da Formação Guabirotuba. A fácies é constituída de lamas argilosas com frações arenosas ausentes. Formam estratos, lâminas e lentes com espessura de poucos centímetros, com estruturas de sobrecarga junto ao topo; ou feições acanaladas com até 1 m de espessura. A identificação do acamamento plano-paralelo é favorecido pela presença de óxidos/hidróxidos (figura 15, foto e), que por vezes atribui alternância rítmica entre o cinza, e as cores secundárias amarela, alaranjada e a vermelha.

7.2 FÁCIES EO/TELODIAGENÉTICAS

Sob esta associação encontram-se fácies cuja gênese relaciona-se a processos aditivos de migração e/ou precipitação de carbonatos, óxidos e hidróxidos.

7.2.1 Fácies *eodiagenética*: calcretes pedogenéticos maciços laminares (*Plc*) e nodulares (*Pnc*)

As “fácies de cimentação carbonática” constituem intervalos com concentração de cimento carbonático em fácies clásticas. Possuem aspecto laminar incipiente e formam crostas intercaladas em lamas maciças (fácies *Plc*) (figura 15, foto f). Os intervalos têm aspecto externo tabular e espessura raramente maior que 20cm. Os calcretes nodulares (fácies *Pnc*) podem formar concreções alongadas a subesféricas isoladas ou aglutinadas, com dimensões individuais de até 8 cm. Geralmente ocorrem em sedimentos lamosos, conferindo-lhes aspecto “mosqueado” branco (figura 16, foto a). Por vezes as concreções têm formato tubular vertical, com estrutura interna concêntrica mal definida, sugerindo tratarem-se de prováveis rizocrecções (figura 16, foto b). Tais feições foram atribuídas a pedogênese decorrente da exposição dos sedimentos sob condições de forte evaporação em clima semi-árido (PERICO *et al.* 2007).

Os calcretes também ocorrem como intraclastos (areias ou grânulos) em fácies lamosas ou arenosas. Apresentam arredondamento característico decorrente de desgaste mecânico durante o transporte.

Acumulações carbonáticas com espessura de até 3 cm ocorrem como preenchimento de falhas, fraturas ou vênulas, por remobilização química e reprecipitação (figura 16, foto c). Considerou-se que a gênese de tais ocorrências relaciona-se a processos pós-deposicionais.

Tanto os calcretes remobilizados por processos mecânicos ou possivelmente químicos, são indistintamente incluídos na fácies *Prc* (*Paleossol reworking calcretes*).

7.2.2 Fácies *telodiagenética*: crosta ferruginosa (*Pfc*)

Nesta “fácies de cimentação ferruginosa” são incluídas crostas de óxidos e hidróxidos de ferro que constituem acumulações estratiformes delgadas com até 3 cm de espessura e aspecto interno maciço. Ocorrem predominantemente nas fácies arenosas e cascalhosas, ao longo de superfícies do contato com sedimentos e horizontes pedogenéticos/intempéricos atuais (figura 16, foto d). Possuem cor marrom avermelhada, com tonalidades azuladas ou negras. Segundo RETALACK (2000), a gênese das crostas ferruginosas está relacionada a processos

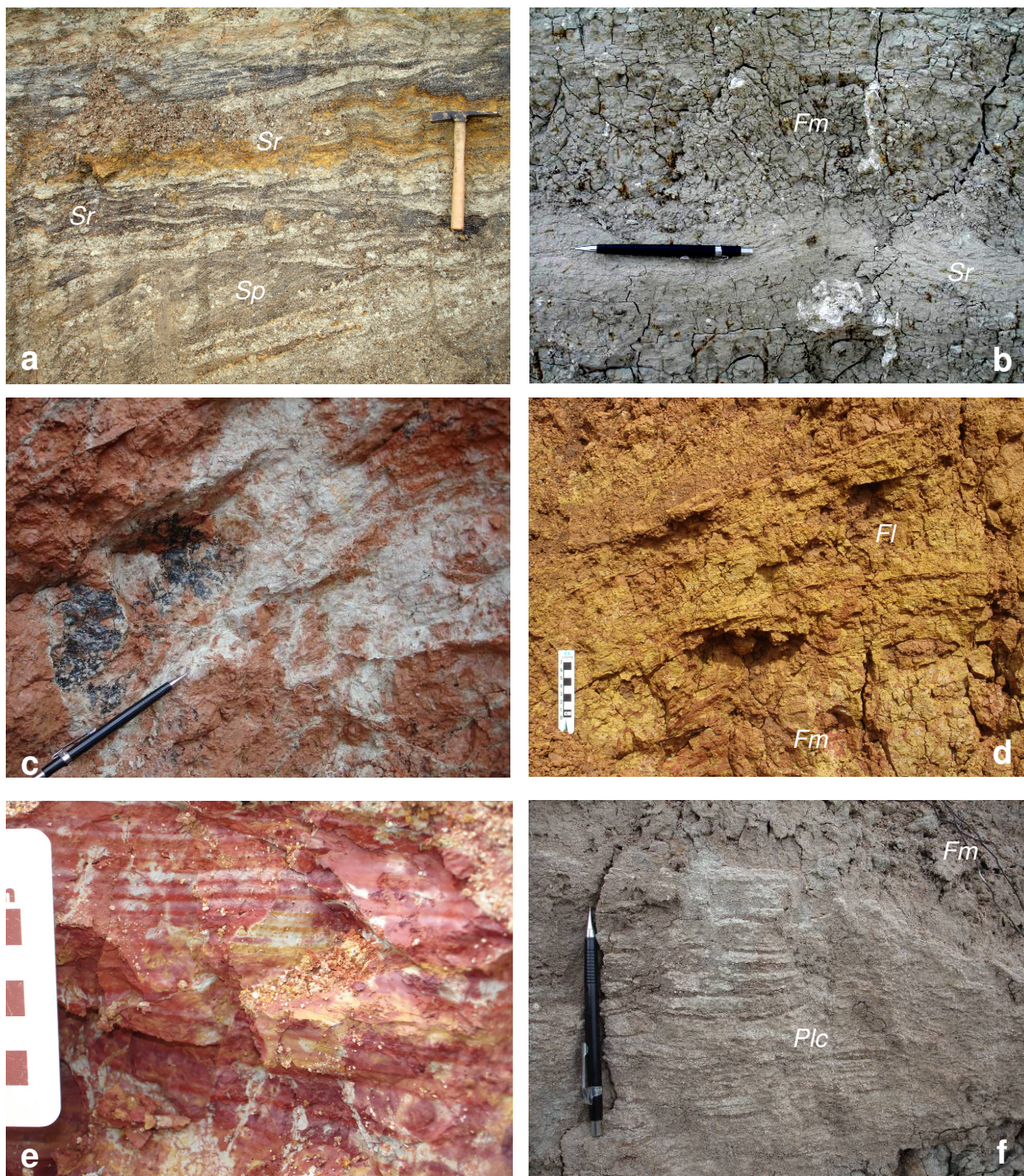


Figura 15: **a)** fácies *Sr*, areia média a grossa com marcas onduladas em contato com a fácies areia com estratificação cruzada tabular (fácies *Sp*); **b)** fácies *Sr*, areia com marcas onduladas intercaladas com lammas maciças (fácies *Fm*); **c)** fácies *Fm*, lama maciça com tonalidades de alteração, o material escuro é óxido de manganês; **d)** fácies *Fl*, lama arenosa com laminação cruzada tabular salientada por cimento ferruginoso (fácies *Pfc*); **e)** fácies *Fh*, lama argilosa com estratificação plano-paralela incipiente; **f)** fácies *Plc*, calcrete de aspecto laminar.

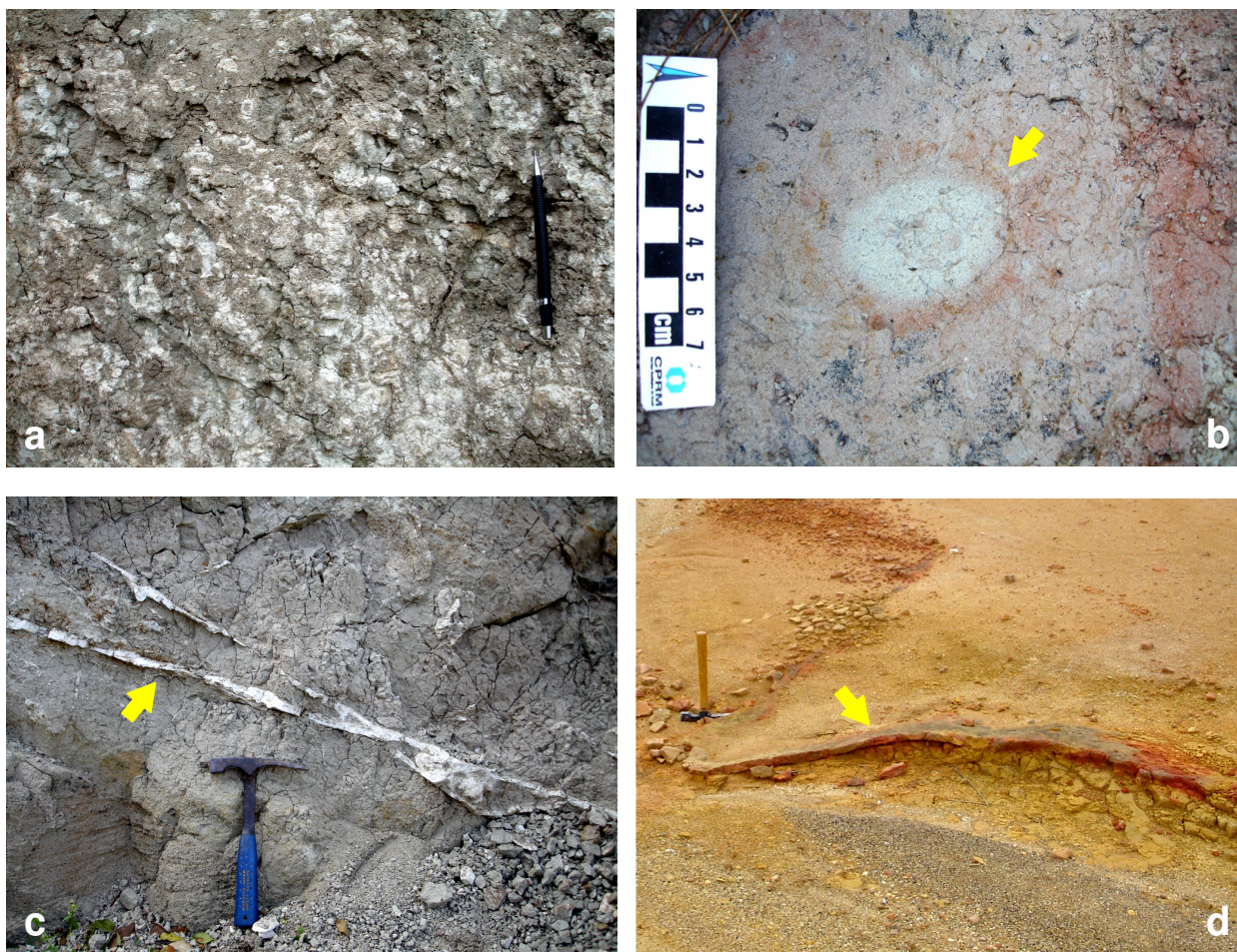


Figura 16: a) fácies *Pnc*, nódulos de CaCO_3 atribuindo aspecto mosqueado a fácies *Fm*; b) fácies *Pnc*, possível rizocregção carbonática vista em seção horizontal, fácies *Fm*; c) fácies *Prc*, fraturas preenchidas com crostas de carbonatos possivelmente remobilizados, intercaladas a lamais; d) fácies *Pfc*, crosta ferruginosa.

que liberam cátions de ferro dos minerais silicáticos por meio de hidrólise.

Como tais cátions são relativamente insolúveis em água, permanecem no perfil na forma de óxidos e oxihidratos, e frente a sutis alterações de permeabilidade, conteúdo de argila, de matéria orgânica e *ph* do meio; formam horizontes ferruginosos cimentados. Tais depósitos são relacionados aos seguintes horizontes pedogenéticos: a) espódicos, formados em solos ácidos, húmidos e com baixo teor de argila, em climas temperados a úmidos; b) petroféricos, onde ocorre forte cimentação junto à base ou o topo dos perfis de áreas uma vez ou ainda florestadas, em regiões tropicais e subtropicais; e c) plínticos, caracterizados por lateritas formadas *in situ*, onde a alteração de hematita e goetita atribui aspecto mosqueado em vermelho ao perfil, cuja ocorrência é comum em solos profundos de regiões densamente florestadas, em climas tropicais e subtropicais (VALETON, 1999 *apud* RETALACK, 2000).

7.3 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES SEDIMENTARES

As associações de fácies sedimentares aliadas a hierarquia das superfícies limitantes, conduzem a identificação dos elementos arquitetônicos, unidade primordial a interpretação da dinâmica deposicional (MIALL, 1996). O quadro 8 apresenta uma síntese das associações de fácies e elementos arquitetônicos identificados nos sedimentos da Formação Guabirotuba.

Quadro 8: Associações de fácies sedimentares identificadas nos sedimentos da Formação Guabirotuba

Associação de fácies	Fácies	Processo	Elemento arquitetônico	Contexto no ambiente fluvial
A	<i>Sp, Gp, Gt</i>	migração lateral de barra (LA)	barra arenosa (SB) ou cascalhosa (GB)	canal (CH)
	<i>Sp, Gp, Gt</i>	migração longitudinal de barra (DA)	barra arenosa (SB) ou cascalhosa (GB)	
	<i>Sm, Fm</i>	fluxo gravitacional arenoso ou lamoso	fluxo gravitacional (SG)	canal (CH) e planície de inundação (OB)
	<i>Gmm</i>	fluxo gravitacional cascalhoso	fluxo gravitacional (SG)	
B	<i>St, Sp</i>	migração oblíqua de barra (LA/DA)	barra arenosa (SB)	canal (CH)
	<i>Sm</i>	fluxo gravitacional arenoso	fluxo gravitacional (SG)	
	<i>Sm, Sr</i>	transbordamento de canal	inundação laminar (LS)	planície de inundação (OB)
	<i>Fm</i>	fluxo gravitacional lamoso	fluxo gravitacional (SG)	
C	<i>Sp</i>	migração longitudinal de barra (DA)	barra arenosa (SB)	canal (CH)
	<i>Fm, Sm</i>	fluxo gravitacional lamoso em estágio de menor vazão	fluxo gravitacional (SG)	
	<i>Fh</i>	abandono de canal	finos de “planície de inundação” (FF)	
	<i>Fm, Fl</i>	fluxo gravitacional lamoso	fluxo gravitacional (SG)	planície de inundação (OB)
	<i>Plc, Pnc</i>	pedogênese	paleossolo (P)	

(continua)

Associação de fácies	Fácies	Processo	Elemento arquitetônico	Contexto no ambiente fluvial
D	<i>Sp</i>	migração longitudinal de barra (DA)	forma de leito arenosa (SB)	canal (CH)
	<i>Fh</i>	abandono de canal	finos de “planície de inundação” (FF)	
	<i>Si</i>	fluxo gravitacional (?)	fluxo gravitacional (SG)	
	<i>Fm, Fl</i>	fluxo gravitacional lamoso	fluxo gravitacional (SG)	planície de inundação (OB)
	<i>Sp, Sm, Sr</i>	transbordamento do canal	Inundação laminar (LS)	
	<i>Plc, Pnc</i>	pedogênese	paleossolo (P)	
E	<i>Gmm, Gcm., Sp</i>	migração longitudinal de barra (DA)	barra cascalhosa (GB) e arenosa (SB)	canal (CH)
	<i>Sp</i>	migração lateral de barra (LA)	barra arenosa (SB)	
	<i>Fm</i>	fluxo gravitacional lamoso	fluxo gravitacional (SG)	planície de inundação (OB)
	<i>Sm</i>	fluxo gravitacional arenoso	fluxo gravitacional (SG)	
F	<i>Sp</i>	migração longitudinal de barra (DA)	barra arenosa (SB)	canal (CH)
	<i>Sp</i>	migração lateral de barra (LA)	barra arenosa (SB)	
	<i>Sm</i>	Abandono de canal	finos de “planície de inundação” (FF)	planície de inundação (OB)
	<i>Sm</i>	rompimento de dique marginal (CS)	inundação laminar (LS)	
	<i>Fm</i>	fluxo gravitacional lamoso	fluxo gravitacional (SG)	
CH: <i>channel</i> (canal) CS: <i>crevasse splay</i> (rompimento de dique marginal) DA: <i>downslope accretion</i> (acrecção longitudinal) FF: <i>overbank fines</i> (finos de planície de inundação) GB: <i>gravel bar</i> (barra cascalhosa)				
LA: <i>lateral accretion</i> (acrecção lateral) OB: <i>overbank</i> (planície de inundação) SB: <i>sand bar</i> (barra arenosa) SG: <i>sedimentary gravity flow</i> (fluxo gravitacional)				

7.3.1 Associação A

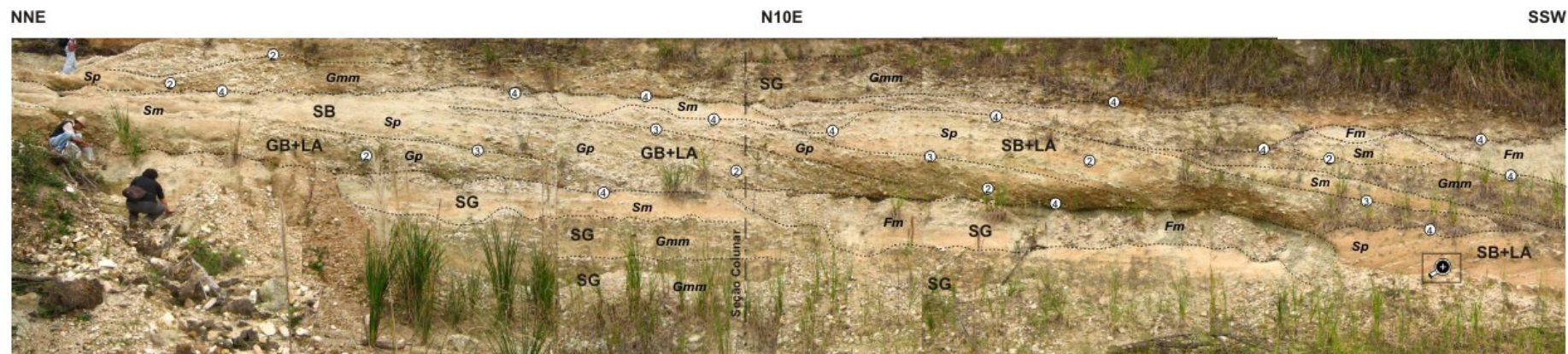
A Associação A reúne fácies cascalhosas *Gmm*, *Gt* e *Gp* amalgamadas, que apresentam espessuras individuais de até 3 m, dimensões laterais decamétricas e transições graduais entre si. Quando visíveis, os contatos basais são erosivos, mas podem ocorrer gradações normais grosseiras (internas) ou bem definidas para fácies arenosas (*Sm*, *St* ou *Sp*) e/ou lamosas (*Fm*) (figura 17).

As fácies arenosas formam lentes com formas irregulares, amalgamadas, exibindo estratificação cruzada tabular (fácies *Sp*) ou estrutura maciça (fácies *Sm*). As dimensões são variadas, com espessuras dominantes métricas e larguras métricas a decamétricas. Às vezes, fácies arenosas exibem gradação para lamas (fácies *Fm*) com espessura até 50 cm de em direção ao topo.

Essas relações sugerem variações bruscas e/ou graduais na intensidade dos processos deposicionais. A fácies cascalhosa *Gmm* corresponde a sedimentos de fluxos gravitacionais depositados em condições de alta energia (elemento SG), enquanto as fácies *Sm* e *Fm*, aos de menor energia. O retrabalhamento fluvial de tais sedimentos resultou na formação de barras com migração lateral (elemento LA) e longitudinal (elemento DA). Em eventos de maior energia barras cascalhosas (elemento GB) que eram mobilizadas, resultaram na formação da fácies *Gp*. Sob condições mais brandas, a migração de barras arenosas (elemento SB) depositou sedimentos da fácies *Sp* (figura 17).

Rumo ao interior da bacia a *Associação A* adquire caráter mais lamoso, onde os depósitos são formados principalmente pela fácies *Fm*. Neste caso, sedimentos mais grossos ocorrem em quantidade subordinada, e são constituídos por intercalações de areia maciça muito grossa (fácies *Sm*) ou grânulos e seixos, formando localmente a fácies *Gmm*. No interior das feições acanaladas (elemento CH), são observadas transições laterais de areias maciças (fácies *Sm*) para areias com estratificação cruzada tabular (fácies *Sp*).

A espessura preservada dessas lamas não ultrapassa 5 metros, e o contato com o embasamento é caracterizado pela concentração de grânulos e seixos angulosos pouco movimentados, com exceção de alguns incorporados a matriz. O domínio da fácies *Fm* aponta para ambiente com fluxos gravitacionais lamosos (elemento SG) não confinados. Nos raros canais identificados (elemento CH), é observada a transição entre as fácies *Sm* e *Sp*, o que sugere retrabalhamento fluvial de fluxos gravitacionais canalizados.



Fácies sedimentares

Fm: lama maciça
Gmm: cascalho sustentado por matriz
Gp: cascalho com estratificação cruzada tabular
Sm: areia maciça
Sp: areia com estratificação cruzada tabular

Superfícies limitantes

--- limites interpretados
 ④ hierarquia de superfícies

Elementos arquitetônicos

GB: barra cascalhosa
 LA: barra com migração lateral
 SB: barra arenosa
 SG: fluxo gravitacional

NNE SSW



Detalhe de sucessivas superfícies de reativação na fácies *Sp*, que constitui o elemento barra arenosa com migração lateral (SB+LA)

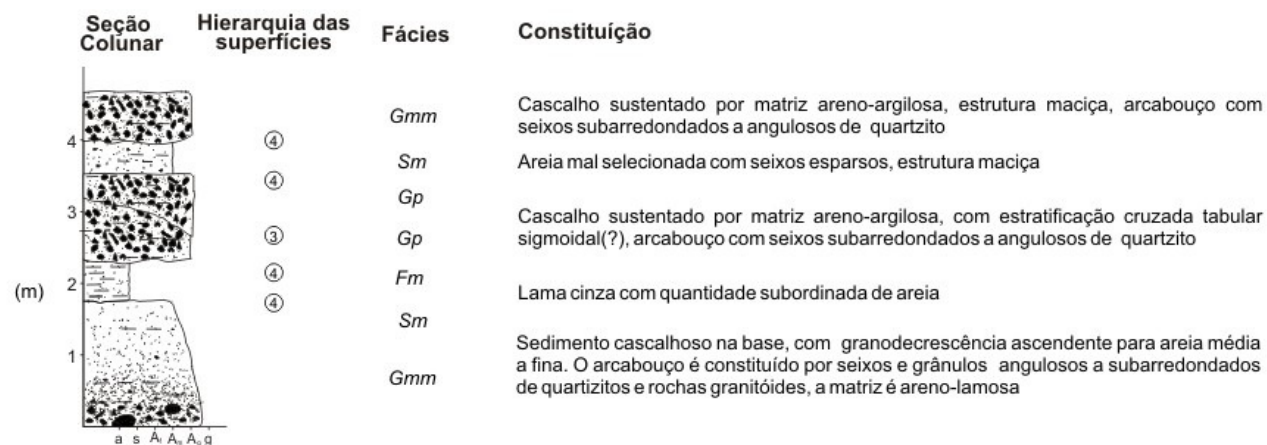


Figura 17: Fotomosaico com principais fácies, superfícies limitantes e elementos arquitetônicos que foram a *Associação A* (local 2).

7.3.2 Associação B

Esta associação é formada por fácies arenosas que constituem feições acanaladas, cuja espessura máxima preservada da ordem de 2 m e a largura de até 20 m. Nestas, predominam areias médias a grossas com estratificação cruzada tabular (fácies *Sp*) ou acanalada (fácies *St*) salientadas pelo alinhamento de seixos (figura 18). Eventualmente, essas feições podem ser formadas por areias conglomeráticas com estrutura maciça (fácies *Sm*). Em ambos casos, é comum a concentração de seixos extraclásticos angulosos e subangulosos na porção basal.

As feições acanaladas esculpem fácies lamosas de estrutura maciça (fácies *Fm*) com aspecto tabular, cuja espessura máxima é da ordem de 3 m e largura é no mínimo decamétrica (figura 18). Entre estas são comuns intercalações lenticulares de areias maciças (fácies *Sm*) com espessura de até 20 cm e largura sub-métrica; e tabulares, com espessura similar e largura de até 2 m, cuja transição pode ser gradual para fácies lamosas. Por vezes, ocorrem areias com marcas onduladas (fácies *Sr*).

No contexto da *Associação B*, as fácies *Sp* e *St* correspondem a depósitos de migração de barras arenosas (elemento SB) em canais fluviais (elemento CH) com oscilação nos níveis da energia de transporte. A fácies *Sm* permite supor que tais canais também acomodavam fluxos gravitacionais (elemento SG). O elemento canal forma superfícies erosivas de 5º ordem sobre lamas maciças (fácies *Fm*) (figura 18).

As fácies lamosas correspondem a depósitos de sucessivos fluxos gravitacionais lamosos (elemento SG). Tais depósitos contextualizam o ambiente de planície de inundação (elemento OB), onde ocasionais transbordamentos do canal resultaram em inundações laminares arenosas (elemento LS), que depositaram areias da fácies *Sm* e *Sr*.

7.3.3 Associação C

A *Associação C* reúne fácies que formam unidades acanaladas de maior porte, com preenchimento mais complexo em relação as da *Associação B*. A espessura dessas unidades são inferiores a 4 m e a largura da ordem de 20 m. Porém, quando justapostos lateralmente formam complexos com mais de 100 m de largura (figura 19). As feições acanaladas são preenchidas por estratos com até

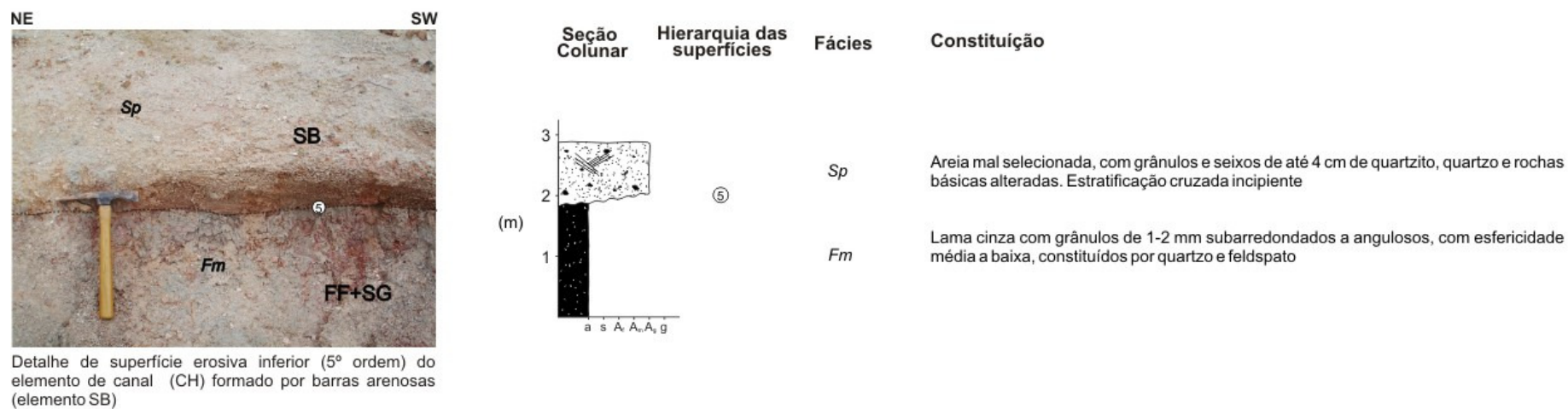
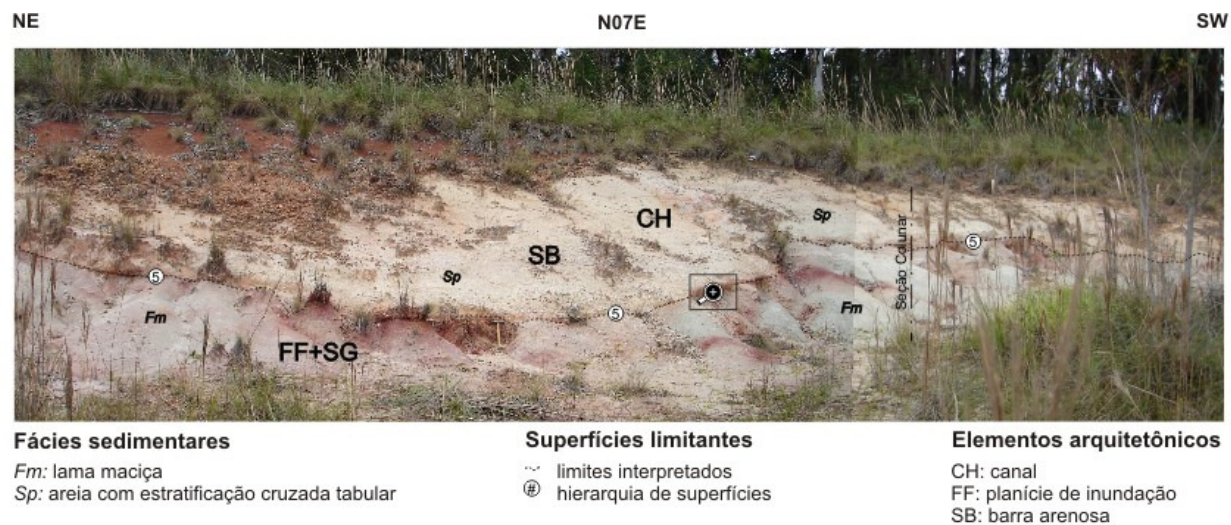


Figura 18: Fotomosaico com principais fácies, superfícies limitantes e elementos arquitetônicos que formam a *Associação B* (local 18).

40 cm de espessura de areias maciças ou estratificadas (*Sp*, *Sm*, *Sr* e *Sh*), intercaladas a lammas de estrutura maciça (fácies *Fm*), com laminação cruzada tabular (fácies *Ft*) ou plano-paralela (fácies *Fh*). Às vezes ocorre gradação normal na fácies arenosa maciça (fácies *Sm*), associada com o aumento do conteúdo de lama para o topo. Junto a tais fácies, também são observadas intercalações lamosas com forma lenticular e espessura decimétrica. Estas estruturas indicam redução gradual na energia do fluxo, e o retrabalhamento de barras arenosas por canais menores.

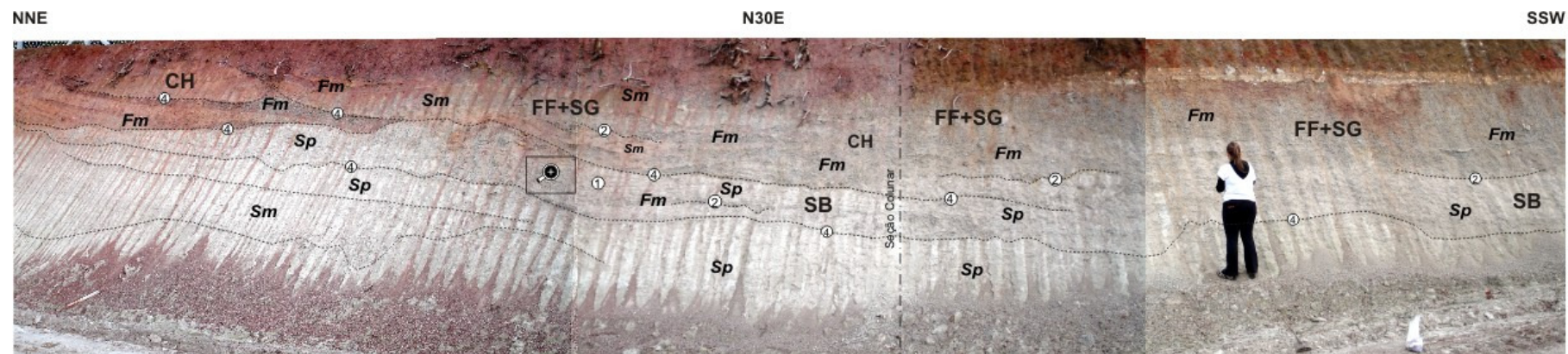
Em complexos de canais amalgamados, feições individuais formam superfícies erosivas de 4º ordem. Com menor frequência, são identificadas superfícies erosivas de 5º ordem sobre lammas da fácies *Fm*. A norte da Bacia de Curitiba, algumas ocorrências da fácies *Fm* diferenciam-se pela presença de calcretes pedogenéticos nodulares (fácies *Pnc*) e remobilizados (fácies *Pro*). Os calcretes remobilizados formam crostas delgadas sub-horizontais, que se intercalam a fraturas e pequenas falhas.

Os elementos arquitetônicos reconhecidos nesta associação são principalmente os canais (elemento CH). As areias estratificadas (fácies *Sp*) que se intercalam a lammas maciças (fácies *Fm*), apontam para variações sazonais na energia do fluxo no canal. Assim, em intervalos de maior vazão barras arenosas (elemento SB) migraram a jusante (elemento DA) e foram preservadas como depósitos da fácies *Sp*. Sob condições de menor energia, fluxos gravitacionais (elemento SG) depositaram areias (fácies *Sm*) e lammas maciças (fácies *Fm*) nos canais. Concomitantemente, pequenos corpos aquosos isolados (lagoas) originaram lammas com laminação plano-paralela (fácies *Fh*).

A sobreposição horizontal e lateral dos elementos de canal dificulta a identificação de superfícies de 5º ordem (figura 19). Nas grandes exposições, remanescentes da fácies *Fm* entremeiam canais verticalmente sobrepostos. Nesse caso, tais depósitos são produtos de fluxos gravitacionais lamosos (elemento SG) fora do contexto do canal (elemento OB), e por vezes, exibem estruturas de paleossolos (elemento P).

7.3.4 Associação D

Esta associação é formada principalmente por estratos submétricos de areias finas e médias intercaladas a lammas maciças. O aspecto externo das fácies é



Fácies sedimentares

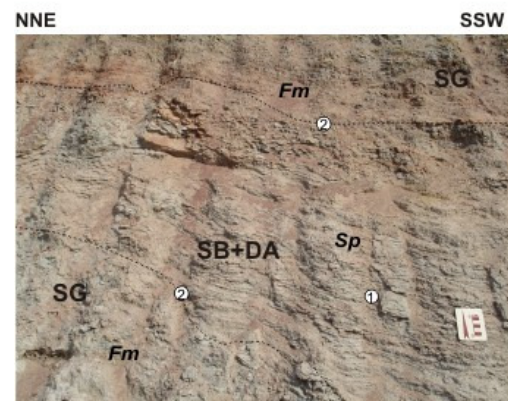
Fm: lama maciça
 Gmm: cascalho sustentado por matriz
 Gp: cascalho com estratificação cruzada tabular
 Sm: areia maciça
 Sp: areia com estratificação cruzada tabular

Superfícies limitantes

~ limites interpretados
 @ hierarquia de superfícies

Elementos arquitetônicos

CH: canal
 DA: migração de barra a jusante
 GB: barra cascalhosa
 SB: forma de leito arenosa
 SG: fluxo gravitacional



Detalhe de sucessivas superfícies de reativação da fácies Sp, que contextualiza o elemento forma de leito arenosa com migração a jusante (SB+DA).

Seção Colunar	Hierarquia das superfícies	Fácies	Constituição
4	④	Sm	Areia conglomerática com grânulos e seixos angulosos a subarredondados arcabouço. A matriz é formada por areia média mal selecionada
3	②	Fm	Lama argilosa com grãos de areia esparsos
2	②	Fm	Lama com grãos de areia esparsos e alguns seixos
1	④	Fm	Lama com intercalações lenticulares de areia conglomerática
4	④	Sm	Areia conglomerática com seixos e grânulos angulosos a subarredondados no arcabouço. A matriz é composta por areia média mal selecionada
3	④	Fm	Lama com pouca areia e seixos na base
1	④	Sp	Areia fina com planos de estratificação cruzada salientados por minerais pesados

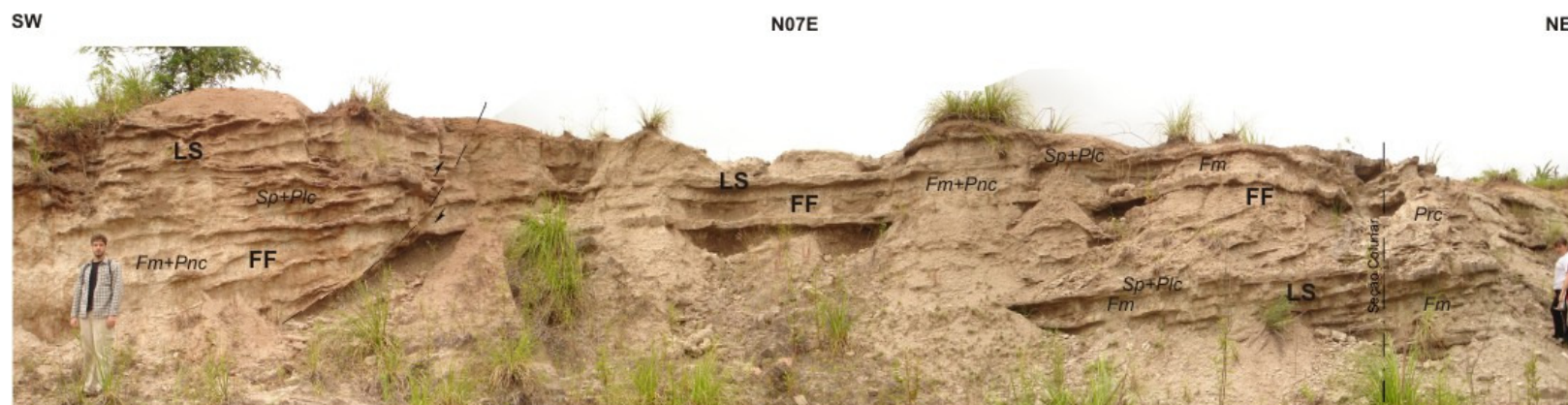
Figura 19: Fotomosaico com principais fácies, superfícies limitantes e elementos arquitetônicos que formam a Associação C (local 55).

tabular, e por vezes ocorrem como preenchimento de feições acanaladas com espessura inferior a 1 m e extensão lateral ampla. Em alguns locais são observadas sucessões de estratos de areias finas com estratificação cruzada de baixo ângulo de mergulho (*Sp*), cimentadas por carbonato de cálcio (fácies *Plc*). Essas areias formam crostas salientes de continuidade lateral superior a 20 m e espessura média de até 20 cm, com extremidades discretamente afinadas (figura 20). As fácies lamosas (*Fm*) por vezes apresentam aspecto nodular decorrente do acúmulo de cimento carbonático (fácies *Pnc*). Essas características sugerem ambiente dominado por fluxos de baixa energia pouco confinados.

Subordinadamente são incluídas feições acanaladas de menor porte, com largura de 3 m e espessura da ordem de 40 cm, constituídas por areia maciça com gradação normal (fácies *Sm*); ou por areia com estratificação cruzada tabular incipiente (fácies *Sp*). Tais feições formam superfícies basais de 5º ordem sobre lamelas maciças (fácies *Fm*) (foto de detalhe da figura 20). As feições acanaladas de maior porte apresentam espessura de 1 m e largura de até 50 m, e são formadas por estratos delgados de areias intercaladas com lamelas. As areias possuem espessura de até 15 cm e exibem gradação inversa (fácies *Si*); e as lamelas, atingem espessura de até 5 cm, exibem laminação plano-paralela (fácies *Fh*) e estruturas de sobrecarga no topo (figura 14, foto a). Nas feições acanaladas de maior porte, não são identificados elementos de horizontes pedogenéticos.

As fácies incluídas na Associação *D* formam elementos arquitetônicos que correspondem principalmente à deposição em planície de inundação (elemento OB). As areias maciças (fácies *Sm*) ou com estratificação cruzada tabular (fácies *Sp*), resultam de inundações laminares (elemento LS) decorrentes do transbordamento de canais de pequeno porte (elemento CH). As lamelas maciças (fácies *Fm*) correspondem a porção mais distal das inundações laminares, ou a eventos de transbordamento com menor energia. Neste contexto, a intercalação de estratos tabulares de lamelas e areias, reflete a alternância sazonal de eventos com diferente intensidade, separados por superfícies limitantes de 4º ordem (figura 20).

As fácies *Si*, *Fm* e *Fh* que estão relacionadas ao elemento canal (CH) de maior porte, são de ocorrência secundária. As superfícies que delimitam canais são de 5º ordem, e as que separam elementos de preenchimento, de 4º ordem.

**Fácies sedimentar**

Fm: lama maciça

Sp: areia com estratificação cruzada tabular

Fácies eodiagnéticas

Plc: crosta carbonática (calcrete)

Pnc: nódulo carbonático

Prc: crostas carbonáticas relocadas

Superfícies limitantes

~ limites interpretados

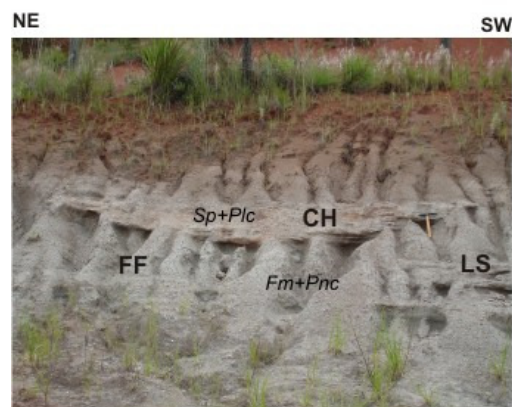
⊕ hierarquia de superfícies

Elementos arquitetônicos

CH: canais

LS: inundações laminares de areia

FF: planície de inundação



Detalhe de corte com direção aproximadamente transversal da fotomontagem acima, exibindo elemento canal (CH) de menor porte

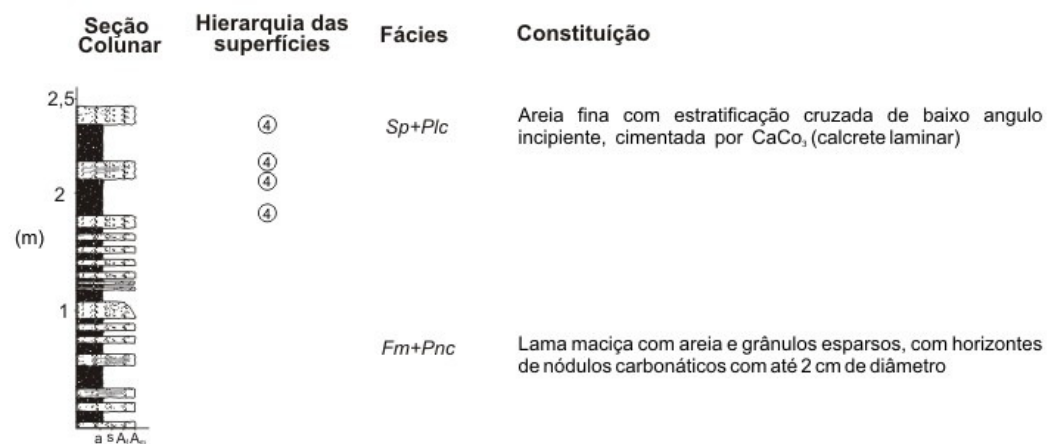


Figura 20: Fotomosaico com principais fácies, superfícies limitantes e elementos arquitetônicos que formam a *Associação D* (local 3).

A fácies *Si* contextualiza fluxos gravitacionais (elemento SG) repentinos, que possivelmente antecederiam eventos de maior energia. Estes atingiam o substrato lamoso incoeso e úmido, constituído por depósitos de fluxos gravitacionais e de lagoas (fácies *Fh*) formados em intervalos de baixa energia.

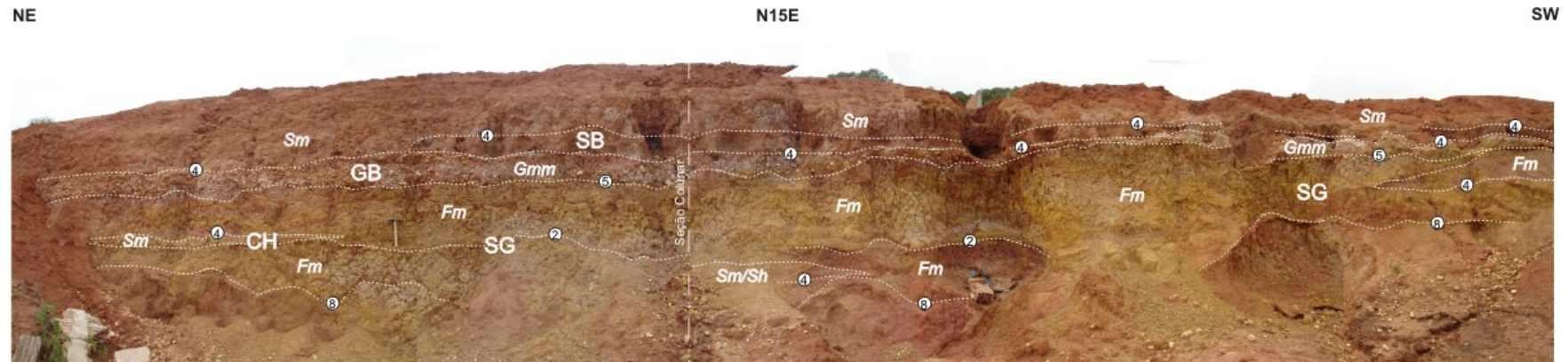
7.3.5 Associação E

A Associação *E* tem como característica principal, fácies cascalhosas (*Gmm*) de matriz arenosa que ocorrem em estratos tabulares, com espessuras que não ultrapassam 1 m (figura 21). Nesta fácies ocorrem transições para areias finas a médias maciças (fácies *Sm*), ou com estratificação cruzada incipiente (fácies *Sp*), por vezes perceptível devida concentração de clastos alinhados.

Os estratos arenosos sobrejacentes (*Sm* ou *Sp*) aos cascalhos também possuem forma tabular. As suas espessuras são de até 50 cm, e às vezes possuem intercalações de cunhas de areia fina (*Sm*), com espessuras de até 20 cm e largura da ordem de 3 m. Feições acanaladas com dimensões similares a das cunhas supracitadas ocorrem intercaladas a lamas (fácies *Fm*). Nesse caso, são preenchidas com areias finas maciças (fácies *Sm*) ou areia grossa com laminação plano paralela (fácies *Fh*) (figura 21).

A forma externa tabular com grande amplitude lateral, bem como a ausência de feições acanaladas maiores, sugere ambiente dominado por fluxos pouco canalizados. A cor primária cinza escuro das fácies arenosas, bem como o castanho ou vermelho da matriz dos cascalhos são singulares. Tais fácies possuem menor teor de argila, e nelas, as crostas ferruginosas incluídas na fácies *Pfc*, ocorrem com mais frequência em relação às associações descritas anteriormente. Além disso, a Associação *E* mostra-se atualmente pouco espessa, pois é comum a exposição de rochas alteradas na base dos afloramentos.

Neste contexto, a fácies *Gcm* e *Gmm* provavelmente correspondem a depósitos de barras cascalhosas (elemento GB) em canais fluviais amplos (elemento CH). Quando estas se encontram sobre sedimentos de fluxos gravitacionais (fácies *Fm*, elemento SG) atribuídos a planícies de inundação (elemento OB), delineiam superfícies de 5º ordem (figura 21). Tais superfícies correspondem à base dos canais de maior porte (elemento CH), onde além de barras cascalhosas, são identificados feições de migração lateral (elementos LA) em barras arenosas



Fácies sedimentares

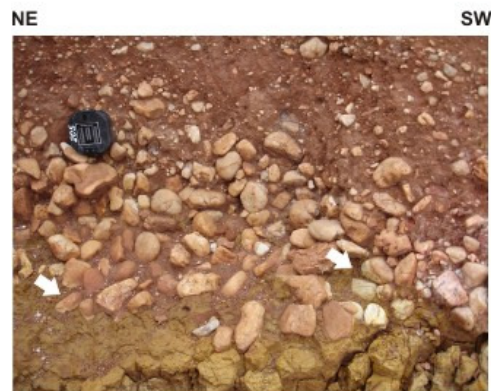
Fm: lama maciça
Gmm: cascalho sustentado por matriz
Sm: areia maciça
Sp: areia com estratificação cruzada tabular
Sh: areia com estratificação plano-paralela

Superfícies limitantes

~ limites interpretados
 ⑧ hierarquia de superfícies

Elementos arquitetônicos

CH: canal
 GB: barras cascalhosas
 SB: barras arenosas
 SG: fluxo gravitacional



Detalhe da fácies *Gmm*, configurando a base do elemento barra cascalhosa (GB). Notar gradação normal para o topo e incorporação de extraclastos no substrato lamoso (setas)

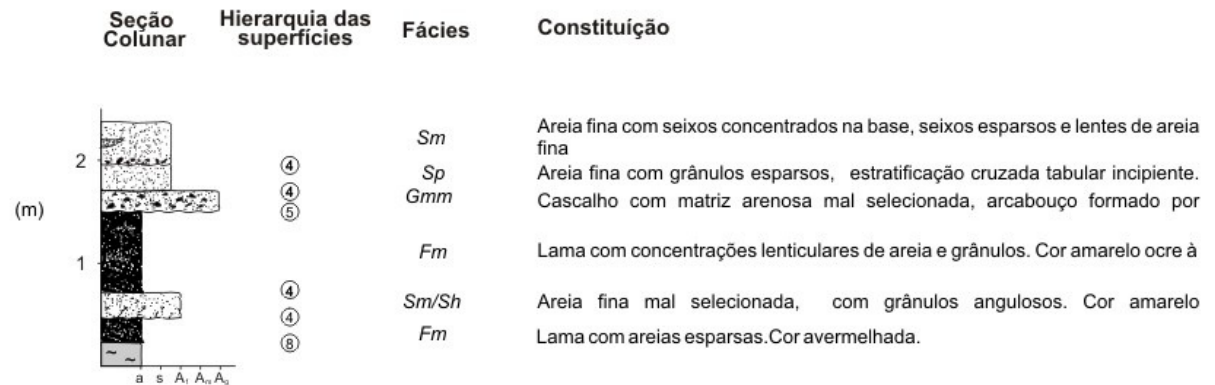


Figura 21: Fotomosaico com principais fácies, superfícies limitantes e elementos arquitetônicos que formam a *Associação E* (local 47).

(fácies *Sp*, elemento SB) correlatas a estágios de menor vazão. O retrabalhamento fluvial de barras por canais de menor porte (largura de 3 m e espessura de 20 cm) é suposto devida presença de canais menores (elemento CH) formados pela fácies *Sh* e *Sm*, que constituem superfícies internas de 4º ordem.

7.3.6 Associação F

Na *Associação F* são incluídas areias da fácies *St* e *Sp* que formam feições acanaladas com espessura de até 1 m e largura de até 20 m (figura 22). Entretanto, em exposição com pouca continuidade lateral, ocorrem *sets* submétricos de areias finas da fácies *Sp* e *Sr*, intercalados a estratos com até 2 m de espessura de areias grossas com seixos também da fácies *Sp* (figura 22, seção colunar). Neste caso, se observa a concentração de grânulos e seixos na base dos *sets* de areia fina e média.

As areias maciças (fácies *Sm*) incluídas nesta associação, formam estratos tabulares com espessuras de até 1 m, com frequente gradação normal e raramente inversa. Neste caso, são comuns intercalações lenticulares ou de forma irregular, com espessura da ordem de 20 cm e largura de até 60 cm. Estas, são constituídas por areia grossa ou conglomerática (fácies *Sm*), e são mais numerosas próximo ao contato com fácies sobrejacentes (figura 13, figura f).

A *Associação F* distingue-se das demais pelo predomínio e variedade faciológica das areias, que em geral apresentam melhor seleção granulométrica em relação ao restante da bacia. Além disso, exibem cores de alteração pálidas como branca, rosa, roxa e vermelha, por vezes com mosqueamento vermelho intenso.

Os principais elementos arquitetônicos identificados são canais (elemento CH) com menor porte (1 m de espessura por 20 m de largura) (figura 22) e maior porte (reconhecidos pela espessura de até 7 m). Os canais menores são formados pelas fácies *St* e *Sp*, que correspondem a depósitos de barras arenosas (elemento SB) com migração longitudinal em relação fluxo (elemento DA). Esses canais formam superfícies basais de 4º ordem sobre feições tabulares ou acanaladas constituídas por areias siltosas maciças (fácies *Sm*). Normalmente feições preenchidas com sedimentos mais finos são relacionadas ao abandono progressivo de canais (elemento FF). Os canais maiores exibem sucessão de *sets* da fácies *Sp* e *St* separados por superfícies de 3º ordem, o que sugere a migração longitudinal e/ou lateral (elemento DA/LA) de barras arenosas (elemento SB).

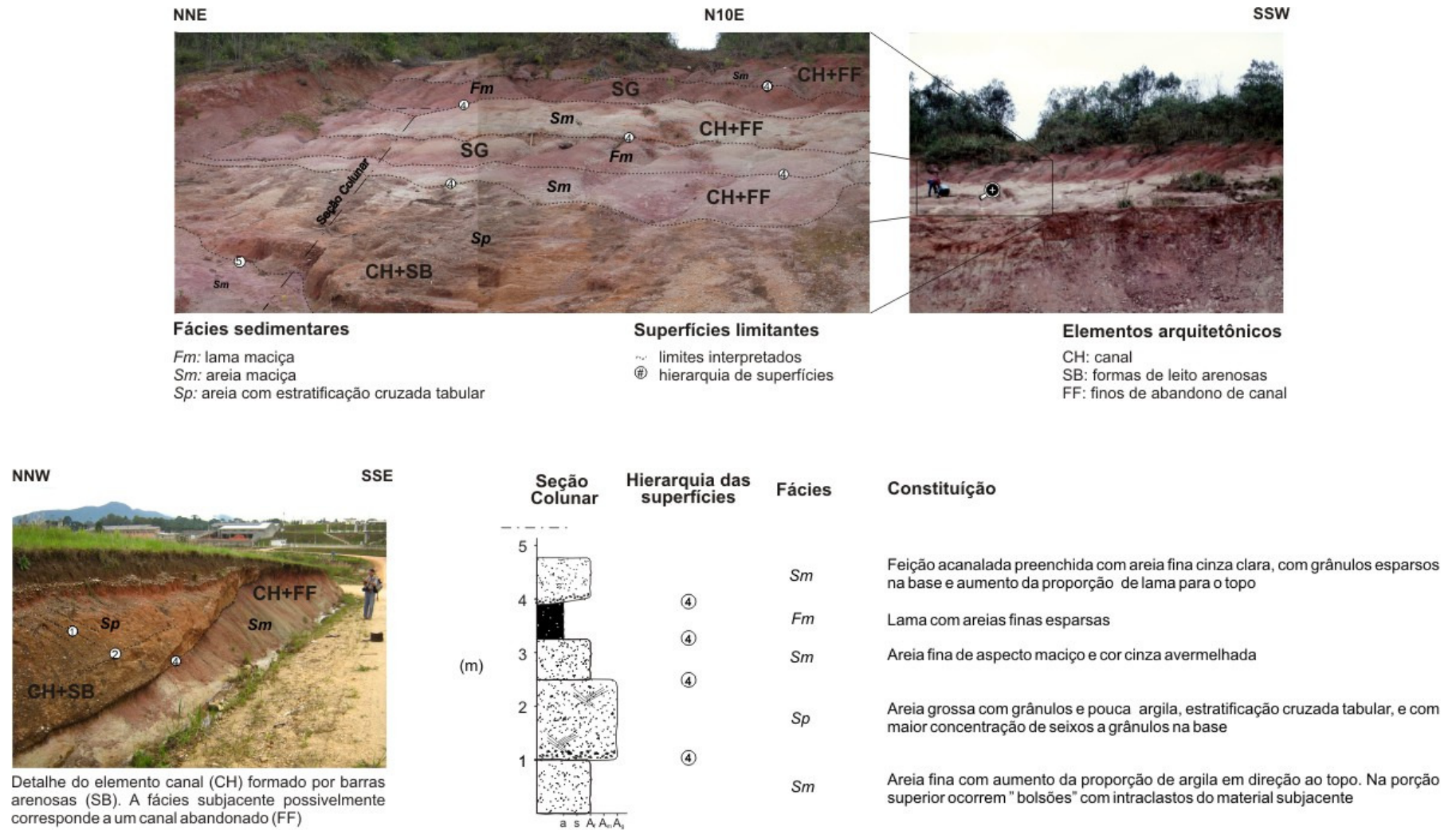


Figura 22: Fotomosaico com principais fácies, superfícies limitantes e elementos arquitetônicos que formam a *Associação F* (local 45).

Os elementos de canal esculpem superfícies de 5º ordem sobre elementos de planície de inundação (elemento OB), que nesse caso são representados por areias maciças (fácies *Sm*) possivelmente relacionadas a inundações laminares arenosas (elemento LS), e secundariamente, fluxos lamosos (elemento SG) correlatos a inundações durante intervalos de menor energia.

7.4 ESTUDO DE PALEOCORRENTES

O estudo de paleocorrentes baseou-se na atitude dos planos de estratificação cruzada em areias e na imbricação dos clastos em cascalhos e areias cascalhosas. Nos trabalhos de campo constatou-se que a frequência de estratificações cruzadas nos sedimentos da Formação Guabirotuba é pequena. Este aspecto foi igualmente observado em outras bacias de mesmo contexto regional, como o Gráben de Sete Barras (MELO, 1990) e a Depressão do Pirai (LIMA & MELO, 2006).

As atitudes em clastos imbricados ou dispersos na matriz, foram obtidas naqueles com forma discóide e/ou lamelar. O método revelou boa resolução na definição de paleocorrentes em fácies cascalhosas. Porém, se mostrou problemático em clastos cujas medidas dos planos *AB* constituem superfícies inferiores 20 cm², pois devido ao baixo teor de cimento e a alterações pedogênicas recentes, os clastos desagregam-se facilmente da matriz, impossibilitando a obtenção das medidas precisas. O quadro 9 contém a relação dos locais e fácies de tomadas de medidas de estratificações cruzadas e atitude média dos clastos.

Quadro 9: locais de medidas para análise de paleocorrentes; rumos de estratificação cruzada (ec) e clastos (cl).

Local	Fácies	Indicador	Quantidade	Rumo (º)
1	<i>Sp</i>	ec	9	201
2	<i>Gp</i>	ec	17	272
3	<i>Sp; Gcm</i>	ec/cl	8/17	1/31
11	<i>Sp; Gcm</i>	ec/cl	5/21	135/32
15	<i>Sp</i>	ec	12	288
31	<i>St</i>	ec	20	345
32	<i>Sp</i>	ec	6	215
40	<i>Sp</i>	ec	4	347
42	<i>Sp</i>	ec	5	346
45	<i>St, Sp</i>	ec	4	351
47	<i>Gcm</i>	cl	23	62
50	<i>Gcm</i>	cl	19	341

(continua)

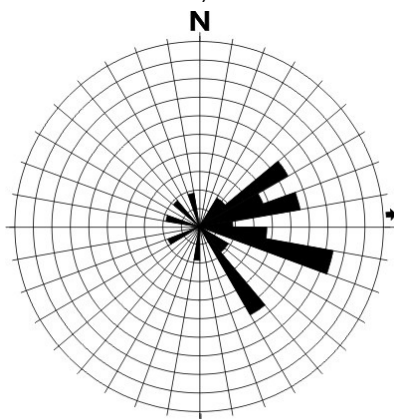
Local	Fácies	Indicador	Quantidade	Resultante
52	<i>Sp</i>	ec	6	317
55	<i>Sp</i>	ec	9	329
57	<i>St</i>	ec	8	316
67	<i>Gmm</i>	cl	25	53
72	<i>Fl</i>	ec	5	72
73	<i>Gmm</i>	cl	7	87
74	<i>Gmm</i>	cl	15	89
75	<i>Gmm</i>	cl	17	177

Ao longo do flanco oeste o rumo médio de paleocorrentes obtidas por atitude dos clastos indica transporte para o interior da bacia. Todavia na porção sul, o rumo médio (figura 23, diagrama a) apresenta diferença de cerca de 40º no sentido leste do rumo médio obtido a norte (figura 23, diagrama b). É interessante destacar que medidas tomadas em estratificações cruzadas na parte oeste da bacia apontam tendência de fluxo para norte-noroeste (figura 23, diagrama c).

Na parte leste da Bacia de Curitiba, os dados de paleocorrentes foram tomados a partir da estratificação cruzada de fácies cascalhosas e arenosas. Em um único local, os rumos médios apresentam divergência de até 70º. O rumo obtido por atitudes de estratificação cruzada em fácies arenosas é este-nordeste (figura 23, diagrama d), enquanto o obtido em fácies cascalhosas é sudeste (figura 23, diagrama e). Em local próximo incluído na mesma associação de fácies, o rumo resultante é para noroeste (figura 23, diagrama f).

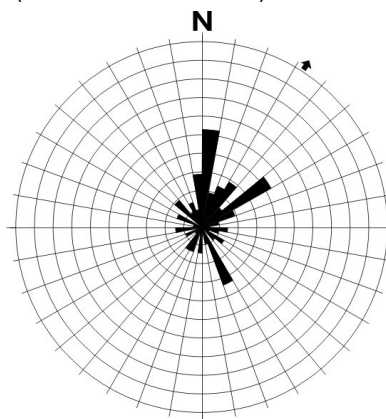
Na extremidade norte da bacia, verificou-se tendência de rumo médio das paleocorrentes melhor definida, com resultantes para norte-noroeste (figura 24, diagrama a). As medidas foram tomadas em estratificação cruzada tabular de unidades arenosas. No município de Campo Largo, a oeste, ocorrem sedimentos considerados correlatos à Bacia de Curitiba. Neste local, o rumo resultante das paleocorrentes obtido por atitude dos clastos também é noroeste (figura 24, diagrama b).

Ao longo do flanco noroeste e na área central da Bacia de Curitiba, alguns rumos médios apresentam divergência em relação aos resultados de locais adjacentes. Na área central, rumos obtidos a partir da estratificação cruzada em fácies arenosas indicam transporte para sudoeste (figura 24, diagrama c).

A (flanco noroeste/sul)

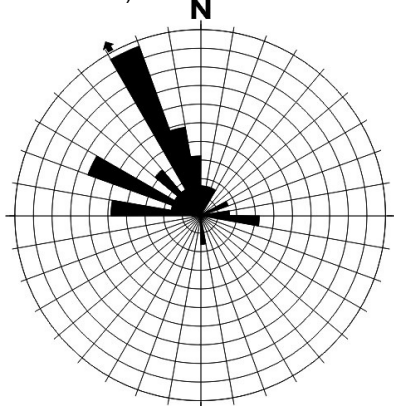
Id: 72, 73, 74
n: 27

M: 86,20
R: 0,577

B (flanco noroeste/norte)

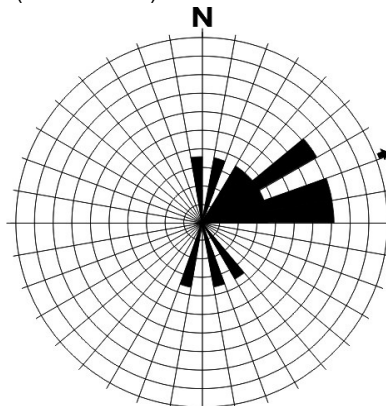
Id: 11, 47, 67, 75
n: 104

M: 32,53
R: 0,290

C (flanco oeste)

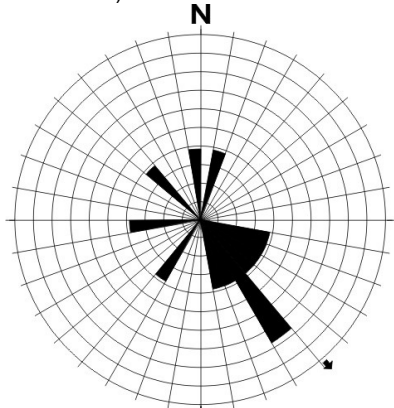
Id: 03, 52, 55, 57
n: 31

M: 331,23
R: 0,633

D (flanco leste)

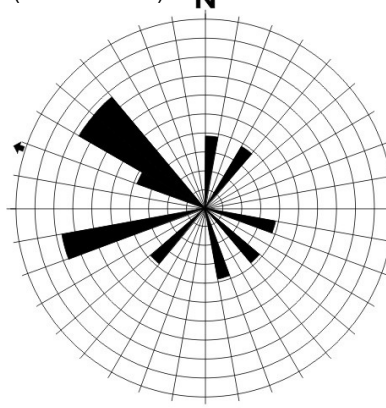
Id: 02
n: 14

M: 69
R: 0,640

E (flanco leste)

Id: 02'
n: 13

M: 138,75
R: 0,368

F (interior leste)

Id: 15
n: 13

M: 288,2
R: 0,337

Figura 23: Diagramas de rosáceas com rumos resultantes de paleocorrentes: **a)** da atitude dos clastos na porção sul adjacente ao flanco noroeste; **b)** da atitude dos clastos na porção centro e norte adjacente ao flanco noroeste; **c)** de estratificações cruzadas no flanco oeste; **d)** de estratificações cruzadas em fácies arenosas no flanco leste; **e)** de estratificações cruzadas em fácies cascalhosas no flanco leste; **f)** de estratificações cruzadas no interior leste, local 15. O valor do círculo máximo é 20% e os intervalos concêntricos são de 2%. Convenções: (**id**) local; (**n**) numero de dados; (**M**) rumo médio; (**R**) dispersão de dados.

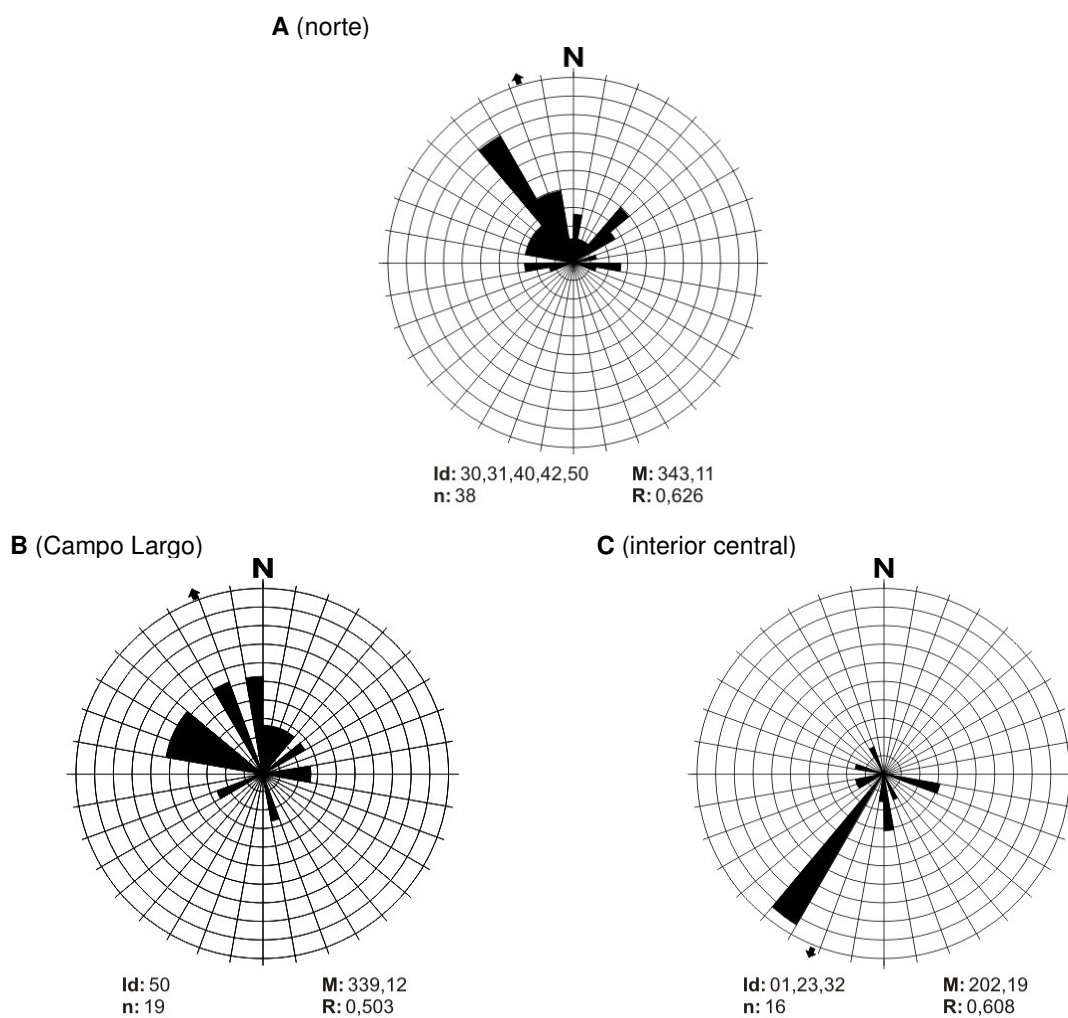


Figura 24: Diagramas de rosáceas com rumos resultantes de paleocorrentes: **a)** de estratificações cruzadas no norte da bacia; **b)** da atitude dos clastos em Campo Largo, oeste; **c)** de estratificações cruzadas na área central. O valor do círculo máximo é 20% e os intervalos concêntricos são de 2%. Convenções: (**id**) local; (**n**) numero de dados; (**M**) rumo médio; (**R**) dispersão de dados.

8 DISCUSSÃO

8.1 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES SEDIMENTARES

Os elementos arquitetônicos reconhecidos nos sedimentos da Bacia de Curitiba foram comparados com os de ambientes fluviais de leques aluviais descritos por RUST & KOSTER (1984); GALLOWAY & HOBDAV (1983); WALKER & CANT (1984); NICHOLS & FISCHER (2007); FISCHER *et al.* (2007), CAIN & MOUNTNEY (2009) entre outros. Com base em MIAL (1996) foram relacionados a distintos ambientes fluviais (Quadro 10).

Quadro 10: contexto deposicional das associações de fácies e elementos arquitetônicos dos sedimentos da bacia de Curitiba

Associação de fácies	Elementos arquitetônicos	Estilo fluvial	Ambiente de sedimentação
A	GB, SB, LA, DA, CH, SG	rio cascalhoso sinuoso	leque aluvial proximal
B	CH, SB, SG, LS, DA+LA	rio de baixa sinuosidade com barras alternadas	leque aluvial intermediário-proximal
C	CH, SB, SG, LS, FF, P	rio arenoso entrelaçado raso perene	leque aluvial intermediário-distal
D	LS, SG, P, CH	rio raso dominado por inundação laminar arenosa	leque aluvial distal
E	GB, SB, CH, SG	rio entrelaçados de baixa sinuosidade, raso e cascalhoso	leque aluvial proximal
F	CH, SB, FF, LA, CS	meandrante cascalho-arenoso	sistema fluvial meandrante

8.1.1 Associação A

A Associação A engloba sedimentos da porção leste da bacia, melhor expostos em cortes ao longo da BR-116 e BR-277, nos municípios de São José dos Pinhais e Piraquara (locais 2, 14, 15, 16, 17 e 20). Os depósitos ocorrem em área situada entre 12 e 5 km das elevações da Serra do Mar (figura 29).

Nesta área, a arquitetura deposicional é similar a de zonas marginais de bacias, onde condições ambientais favorecem processos sedimentares de maior energia. Na exposição mais oriental desta associação (local 2), predominam elementos de fluxos de detritos proximais (SG). Contudo, a intercalação de barras cascalhosas (elemento GB) e arenosas (elemento SB) sugere retrabalhamento fluvial pelo elemento canal (CH) (figura 25, seção a). RUST & KOSTER (1984), consideram que em regiões proximais de leques aluviais, fluxos de detritos e

depósitos de canais entrelaçados são intergradacionais, pois as superfícies que geralmente acomodam um elemento são desenvolvidas sobre depósitos do outro.

As barras cascalhosas e arenosas são características de rios proximais com canais entrelaçados. Porém, a ocorrência de superfícies de acreção lateral (elemento arquitetônico LA) em cortes de direção aproximada N-S (figura 17), permite supor que tais barras foram depositadas por canais atipicamente sinuosos. Os elementos arquitetônicos identificados nos depósitos proximais da *Associação A* são similares aos formados por “rios cascalhosos sinuosos” (*Gravel-bed wandering river*) (figura 28, bloco a). Segundo MIALl (1996), esse estilo fluvial é caracterizado pela atuação consecutiva de até três canais, que depositam barras cascalhosas constituídas pelas fácies *Gh*, *Gp* e *Gt*. Em direção ao topo, as barras cascalhosas exibem transição gradual para barras arenosas formadas pela fácies *St*, *Sp*, *Sr* e *Sh*. Nesses canais, sucessões granodecrescentes são típicas e estão relacionadas a fluxos de lama (elemento SG) durante estágios de baixa energia ou de abandono gradual dos canais.

RUST & KOSTER (1984), apontam que fortes declividades e vegetação esparsa, associadas a curtos períodos de chuvas intensas e a disponibilidade de lama na área fonte, são os principais condicionantes de fluxos de detritos. Embora a proporção dos elementos de canal (barras cascalhosas e arenosas) diminua gradualmente rumo a oeste, depósitos predominantemente formados pelo elemento fluxo gravitacional (elemento SG) inserem-se no contexto da zona proximal. Tal elemento é caracterizado por depósitos da fácies *Fm* (fluxos gravitacionais distais), onde seixos e grânulos formam concentrações ao longo de superfícies basais, ou lentes intercaladas a estratos lamosos (locais 14,16,17 e 20) (figura 29).

GALLOWAY & HOBDAy (1983), enfatizam que fluxos gravitacionais pouco viscosos, podem resultar em depósitos com gradação normal. A assimilação de clastos do substrato e a perda de líquido levam ao aumento do atrito interno na porção basal, o que resulta na maior fluidez e melhor seleção textural na porção superior. Esse mecanismo contextualiza depósitos de fluxos gravitacionais (elemento SG), com concentração de seixos na porção basal representados da fácies *Fm* (locais 2, 15,17 e 19) (figura 25, seção b).

MIALl (1996) refere-se à possibilidade de fluxos de detritos que ocupam o relevo pré-existente, formado por elementos de canal (CH) e de planície de

inundação (OB). Porém, transições graduais observadas em fácies arenosas (local 15) sugerem o retrabalhamento fluvial do elemento fluxo gravitacional (SG).

8.1.2 Associação B

A transição da zona proximal para intermediária é marcada pelo aumento da proporção de elementos de planície de inundação e o decréscimo da granulação de depósitos de preenchimento de canais (NICHOLS & FISCHER, 2007). A *Associação B*, reconhecida na porção sudeste, em posição interior com relação à *Associação A*, apresenta tais características gerais. As melhores exposições de superfície situam-se entre a BR-116 a leste, e acompanham a margem oeste do rio Iguaçu, estendendo-se até o centro-sul da bacia (locais 5, 9, 10, 14, 16, 18, 22, 26, 60, 64) (figura 29).

Os canais (CH) são reconhecidos por elementos de barras arenosas (SB), e apresentam concentração de cascalhos na porção basal (figura 25, seção c). GALLOWAY & HOBDAIY (1983), sugerem que canais que emergem do vale junto ao ápice do leque, têm sua competência reduzida pela infiltração de água no substrato e/ou pelo entulhamento. Deste modo a incisão de vales é reduzida, o que aumenta o grau de entrelaçamento e, conseqüentemente, a presença de barras arenosas (SB). Entretanto, os canais desta associação não se encontram amalgamados, o que possivelmente resulta do seu baixo grau de entrelaçamento.

Em superfície, os elementos de planície de inundação (OB) são sutilmente mais espessos que os canais (CH) que acomodam (figura 25, seção d). As intercalações lenticulares e tabulares de sedimentos mais grossos diminuem em proporção e espessura rumo a oeste. Para RUST & KOSTER (1984), fluxos de detritos (SG) que adentram a zona intermediária tendem a abandonar feições acanaladas e espriar-se formando lobos tabulares. Assim se originam fluxos de baixa viscosidade (LS) que depositam lamas arenosas (fácies *Sm*) sobre sedimentos mais finos de planície de inundação. Este processo é similar ao de rompimento de diques marginais (CS), que também pode resultar em inundações laminares durante estágios de maior vazão.

MIALL (1996) descreve estilo intermediário entre rios com canais entrelaçados e meandantes, os quais classifica como “rios de baixa sinuosidade com barras alternadas” (*low-sinuosity river, with alternate bars*) (figura 28, bloco b). O estilo fluvial é similar ao de rios com canais entrelaçados, mas somente com um

canal de baixa sinuosidade ativo, onde se desenvolvem barras arenosas (elemento SB) e canais menores (CH). A principal característica destes rios são as “barras alternadas” cuja migração a jusante é oblíqua em relação ao fluxo. A acreção dessas formas resulta no predomínio de preenchimentos únicos com estratificação cruzada de alto ângulo, ao invés de uma assembléia de *sets* com superfícies de 1º e 3º ordem.

8.1.3 Associação C

À medida que canais avançam para áreas de menor declividade, a redução do gradiente associada à infiltração e forte evaporação da água, favorece processos deposicionais de menor energia, que formam canais rasos com amplitude lateral. Sob tal contexto se encontra a Associação C, cujas exposições estudadas ocorrem na área central da bacia, ao longo da margem direita do rio Iguaçu, a norte em cortes da rodovia BR-116, e isoladamente, a sul e sudoeste da bacia (figura 29).

Os depósitos constituem ambiente transicional entre a zona intermediária (*Associação B*) e a zona distal (*Associação D*). CAIN & MOUNTNEY (2009) identificam associação sob contexto similar, onde o elemento canal com preenchimento múltiplo (*ribbon channel fill*) é dominante em relação aos elementos de planície inundação. Conforme os autores, embora ocorram na zona intermediária, exemplos menos desenvolvidos também são comuns a zona distal.

Na *Associação C* depósitos relacionados ao elemento canal (CH) são dominantes em relação a sedimento depositados em planície de inundação (OB). Os canais são preenchidos por elementos de barras arenosas (SB), inundações laminares arenosas (LS), fluxos gravitacionais (SG) (figura 26, seção a) e depósitos de abandono de canal (FF). Por vezes, os canais se justapõem horizontal e verticalmente, formando complexos cujos limites individuais são difíceis de ser identificados.

MIALL (1996) atribui este conjunto de características a rios arenosos entrelaçados rasos perenes (*shallow, perennial, sand-bed braided river*) (figura 28, bloco c). Tais rios são entrelaçados somente durante períodos de baixa vazão, quando canais menores se desenvolvem e os topos de barras ficam expostos. Em períodos de alta vazão um único e amplo canal raso ocupa quase toda a extensão da planície de inundação. Como resultado, depósitos finos de planície de inundação constituem a menor parte da assembléia de fácies (figura 26, seção b).

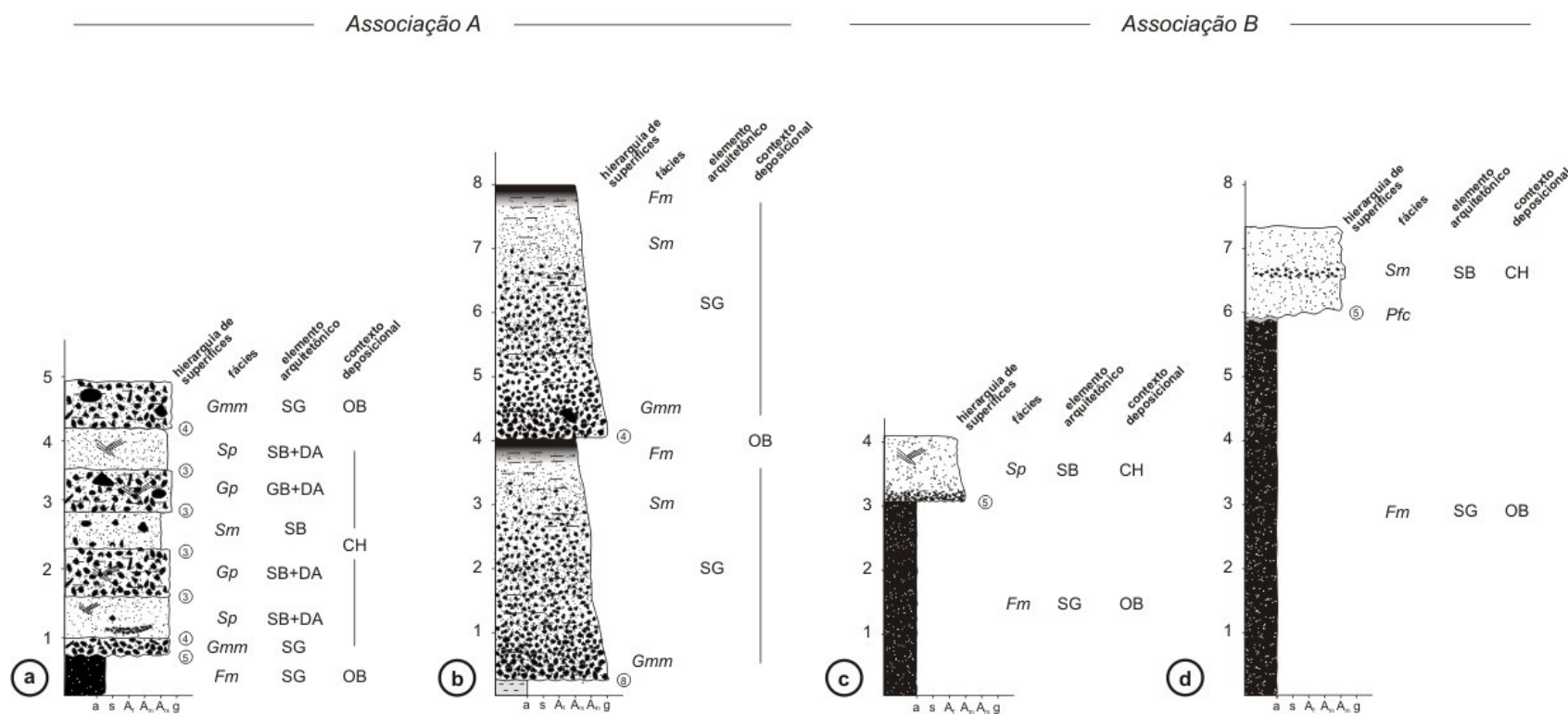


Figura 25: seções colunares das associações A e B: seções colunares exibindo associações de fácies; **a)** fluxos gravitacionais e barras de rios entrelaçados proximais, local 2; **b)** fluxos de detritos proximais não canalizados, local 17; **c)** canais com barras arenosas e finos de planície de inundação, local 16; **d)** fluxos de detritos canalizados e finos planície de inundação, local 9.

8.1.4 Associação *D*

Nas áreas planas distante das bordas da bacia, o ambiente fluvial é dominado por processos sedimentares pouco canalizados e com baixa energia. Conforme GALLOWAY & HOBDAI (1983), pequenos canais efêmeros são bloqueados por seus sedimentos. Assim são formadas obstruções as inundações subsequentes, o que resulta na ramificação e no transbordamento dos canais.

NICHOLS & FISCHER (2007) descrevem zonas distais de leques aluviais dominadas por depósitos de lamias (fácies *Fm*), correlatos a elementos de planície de inundação (SG). Estes se intercalam a elementos de canais (CH) parcialmente ou inteiramente preenchidos com lamias ou por areias (fácies *Sm*, *Sp* ou *St*).

Os depósitos da *Associação D* correspondem a contexto correlato. Encontram-se ao longo da parte oeste da bacia, com exposições situadas ao longo da rodovia BR-476 no sentido Araucária; na margem leste do rio Barigui; área central da bacia; adjacências da Estrada do Ribeira em Colombo (norte) e em Campo Largo (oeste) (figura 29).

FISCHER *et al.* (2007) observaram que durante estações secas, espraamentos terminais originam inundações laminares arenosas (LS) que resultam em depósitos amalgamados, com base erosiva. Estes se intercalam a lamias com feições pedogênicas (elemento P), que juntas contextualizam o elemento planície de inundação (OB). As associações reconhecidas nos locais 3 (figura 20) e 57 (figura 26, seção c), provavelmente foram depositadas em contexto semelhante.

Conforme os autores supracitados, nas estações úmidas espraamentos terminais (LS) adentram corpos aquosos rasos onde formam discretos lobos deltaicos. A recorrência desse processo parece ter depositado lamias maciças (fácies *Fm*) ou com estratificação plano-paralela (fácies *Fh*), com estruturas de sobrecarga no topo; e que se intercalam a areias médias com gradação inversa (figura 26, seção d).

Deste modo, a *Associação D* insere-se no contexto de ambientes fluviais distais de leques aluviais. Porém, diferencia-se do estilo proposto por MIAL (1996) para rios rasos dominados por inundações laminares arenosas (*distal, sheetflood, sand bed river*) (figura 28, bloco d), por conter maior quantidade do elemento fluxo gravitacional (SG) em relação ao de inundação laminar (LS). Estudos mais recentes (FISCHER *et al.* 2007; NICHOLS & FISCHER, 2007 CAIN & MOUNTNEY, 2009) têm

demonstrado ambientes de planícies de inundação distais, onde depósitos de fluxos gravitacionais são dominantes em relação aos de inundações laminares arenosas (elemento LS).

8.1.5 Associação E

Esta associação possui distribuição irregular ao longo da parte oeste da bacia, com exposições nos corte da rodovia BR-476 no sentido Araucária (sudoeste); margem leste do rio Barigui; e a norte, nas adjacências da Estrada do Ribeira, em Colombo. Também ocorre isoladamente em Campo Largo a oeste, ou a norte da bacia (figura 29).

A *Associação E* não apresenta relação gradual com as associações de fácies descritas anteriormente. Nesta, predominam elementos de barras cascalhosas (GB) e barras arenosas (SB), que se relacionadas à sua posição atual na bacia, sugerem contexto deposicional próximo a borda oeste. Adicionalmente, ocorre redução gradual na proporção e espessura de barras cascalhosas (GB) rumo a leste, em contrapartida ocorre aumento dos elementos de fluxo gravitacional (SG) (*vide* figura 27, seções *a* e *b*; borda e interior respectivamente). Os sedimentos mais grossos (cascalhos e areias cascalhosas) dessa associação distam cerca de 30 km dos depósitos marginais da parte leste e se diferenciam deles por apresentar matriz arenosa e aspecto tabular (figura 27, seção *b*).

O arranjo das fácies é similar ao atribuído a planícies entrelaçadas (RUST & KOSTER, 1984), ou mesmo, a leques com baixa declividade. BATEZELLI & BASICILLI (2007) identificaram depósitos de lobos cascalhentos formados por fluxos de detritos não confinados, desencadeados em declividades de 1,5 graus. Tais depósitos distribuem-se lateralmente por centenas de metros e são retrabalhados por fluxos fluviais efêmeros. Conforme os autores, a imbricação de clastos é marcante, e a quantidade de areia é maior em relação a depósitos proximais confinados pelo relevo. As superfícies internas desses depósitos são de 3º ordem e delineiam barras cascalhosas (elemento GB) e arenosas (elemento SB). No interior e no topo de tais elementos são observadas lentes menores constituídas de areia fina a média com clastos.

MIALL (1996) propõe que depósitos cascalhosos e arenosos com forma tabular, são formados em “rios entrelaçados de baixa sinuosidade, rasos e cascalhosos” (*shallow, gravel-bed braided river*) (figura 28, bloco e).

Associação C

Associação D

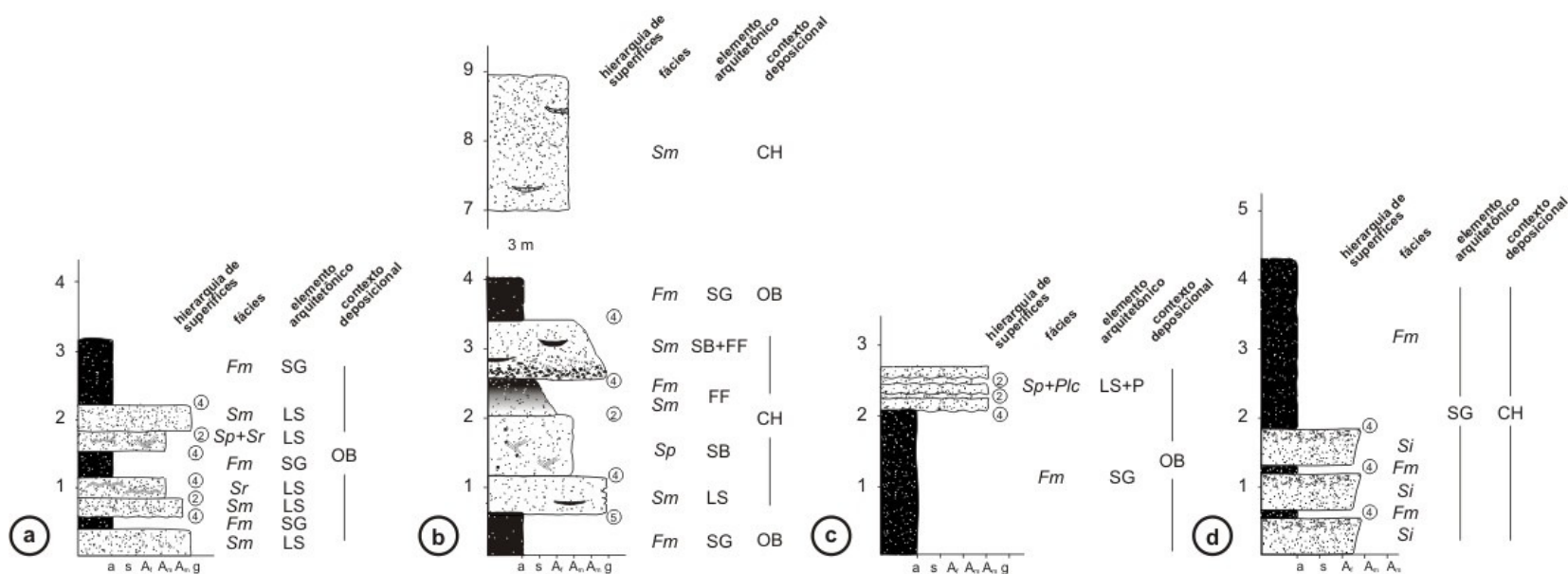


Figura 26: seções colunares relacionadas aos elementos **a)** canal preenchido com barras arenosas intercaladas a fluxos lamosos, local 57; **b)** canal com barras arenosas migratórias intercaladas a fluxos lamosos, local 32; **c)** sucessivos fluxos laminares arenosos, com desenvolvimentos de calcretes pedogenéticos, local 65; **d)** fluxos laminares arenosos com gradação inversa intercalados a fluxos laminares lamosos, local 52.

Nestes rios, canais de 1 m de profundidade são típicos, e suas margens raramente são identificadas. Conforme o autor, depósitos de barras cascalhosas (elemento GB) de aspecto externo tabular, com numerosas superfícies erosivas internas e variações estruturais/texturais (fácies *Gh*, *Gp* e *Gt*) são característicos. Além disso, canais podem ser abandonados em estágios de baixa vazão, e neste caso, depositam finas lentes e cunhas de areia, formando barras arenosas (elemento SB).

8.1.6 Associação F

A *Associação F* ocorre ao longo de zonas de expansão urbana situadas no município de Quatro Barras, na atual extremidade nordeste da Bacia de Curitiba (locais 39, 41, 42, 44 e 45) (figura 29). Esta área corresponde parcialmente aquela onde COIMBRA *et al.*(1995) interpretaram depósitos como de rios meandantes, que incluíram na Formação Piraquara.

A *Associação F* exibe aspectos em comum com as associações *C* e *B*, e engloba elementos reconhecidos em ambas (figura 27, blocos *c* e *d*). O elemento canal de maior porte (CH) é identificado pela sucessão de barras arenosas (SB) pouco espessas, por vezes intercaladas a barras mais espessas e elementos de canais abandonados (FF) (figura 27, seção *c*). Os canais de menor porte (CH) são formados por barras arenosas (SB) cujas formas assemelham-se aos canais identificados na *Associação B* (figura 27, seção *d*). Tais canais desenvolveram-se sobre areias finas de aspecto tabular, com textura e granulação similar a observada em elementos de canais abandonados (FF). As lamas depositadas por fluxos gravitacionais (SG) são identificadas somente junto a complexos de canais menores, mas em baixa proporção com relação às demais associações de fácies.

É possível que *Associação F* seja de caráter gradual com as associações *B* e *C*, contudo suas relações estratigráficas necessitam ser esclarecidas. Com base em estudos anteriores, MIAL (1996) enumera o modelo arquitetônico de rio meandrante cascalho-arenoso (*Gravel-sand meandering river*) (figura 28, bloco *f*). Estes são rios dominados por correntes de tração, cujos depósitos de canais correspondem à areia, areia com seixos, ou areias com cascalhos concentrados na base. WALKER & CANT (1984) apontam que a principal feição deposicional de rios meandantes são as barras de pontal (SB). Tais barras migram, sobretudo, lateralmente ao longo da margem interna dos meandros de canais. Quando a

acrecção é episódica ou intervalos de erosão são predominantes, barras de pontal são preservadas como superfícies em épsilon, com mergulhos da ordem de 15°. Contudo, o transporte de sedimentos grossos em canais de meandros com alta sinuosidade pode inibir o desenvolvimento do fluxo helicoidal simétrico, responsável por gerar tais estruturas.

Tanto para WALKER & CANT (1984) quanto para MIALl (1996), durante intervalos de maior vazão em rios meandantes são geradas formas de leito sinuosas com migração longitudinal em relação ao canal, que resultam em sedimentos com estratificação cruzada acanalada. Depósitos de canais abandonados durante a migração ou abandono de meandros, são constituídos por silte e argilas maciças depositadas por inundações subseqüentes.

Associação E

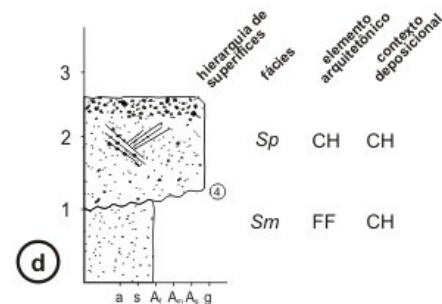
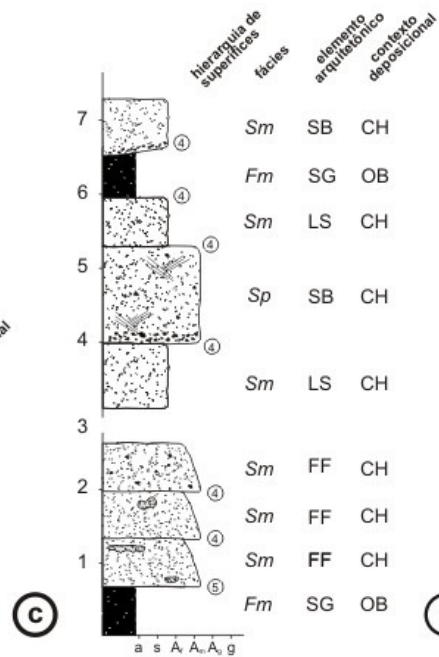
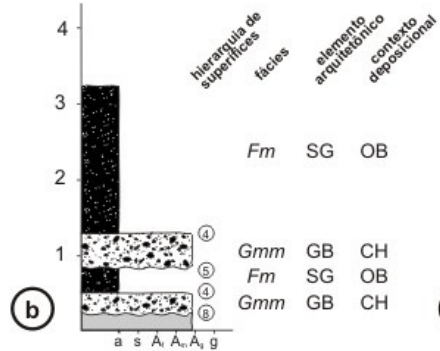
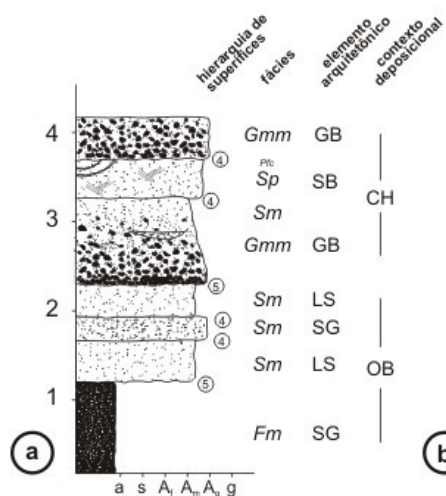


Figura 27: seções colunares relacionadas aos elementos **a)** barras cascalhosas de rios entrelaçados não confinados, local 11; **b)** barras cascalhosas intercaladas a fluxos laminares, local 74; **c)** barras arenosas de canais de grande porte, local 45; **d)** canal de preenchimento simples sobre planície arenosa fina, local 42.

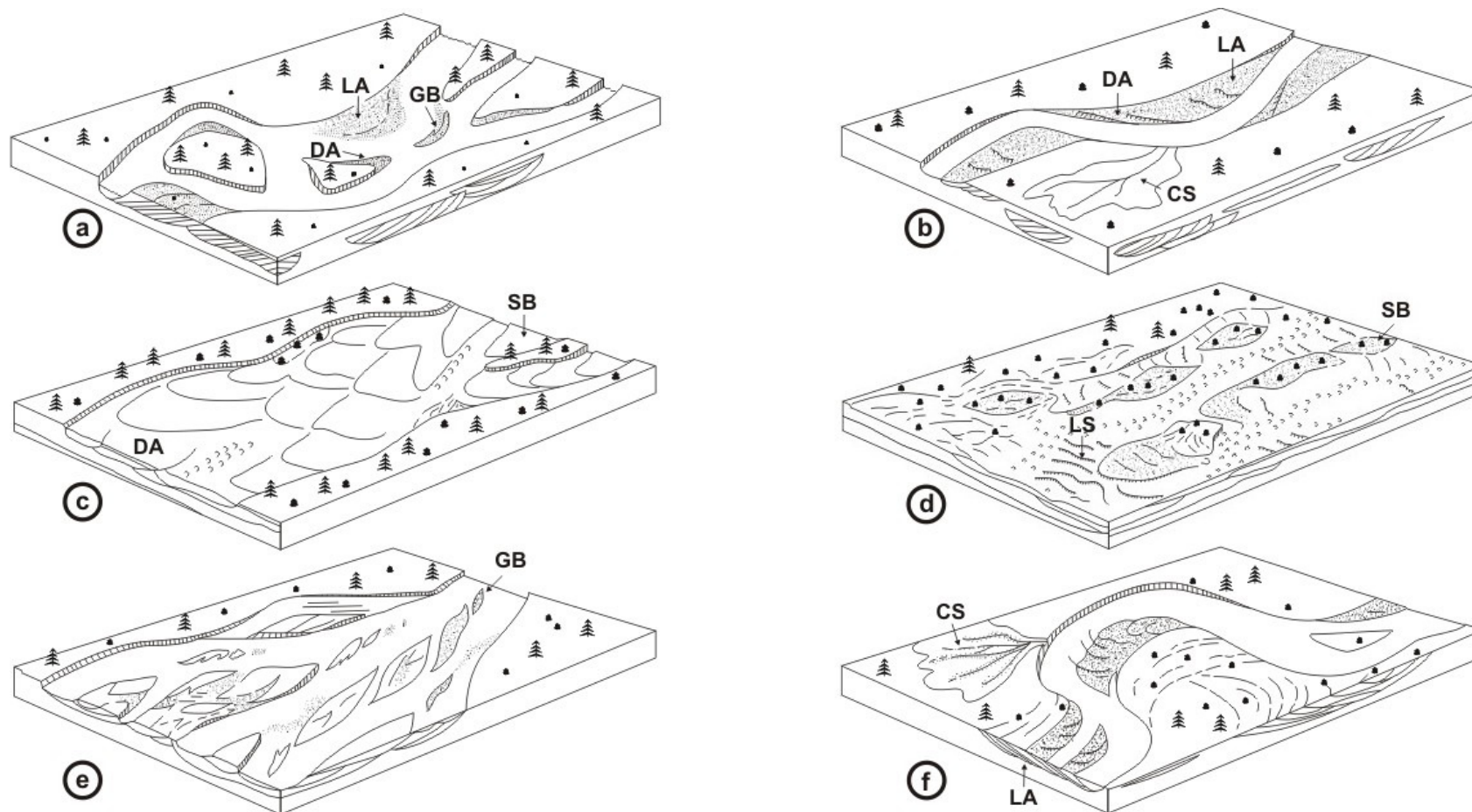


Figura 28: estilos fluviais de MIALl (1996) reconhecidos para as associações de fácies da Formação Guabirotuba: **a)** Associação A, rios cascalhosos entrelaçados sinuosos; **b)** Associação B, rios sinuosos com barras alternadas; **c)** Associação C, rios perenes entrelaçados e rasos; **d)** Associação D, rios dominados por inundações laminares arenosas; **e)** Associação E, rios cascalhosos dominados por correntes de tração; **f)** Associação F, rios cascalho-arenosos meandantes.

Figura 29: distribuição das associações de fácies sedimentares da Formação Guabirotuba.

8.2 PALEOCORRENTES

Segundo MIALl (1996), na análise de bacias é comum o uso de grande quantidade de leituras de paleocorrentes sem necessariamente registrar sua posição no perfil vertical, e, sobretudo, em quais fácies sedimentares foram obtidas. Este método fornece boa estimativa das tendências locais e regionais, contudo, não contribui na elucidação das variações na arquitetura interna de depósitos de sistemas fluviais.

A alta variabilidade da atitude das estratificações cruzadas em ambientes fluviais não é exclusiva dos sistemas fluviais meandantes, onde a migração das barras de pontal e avulsão de canais menores resulta em estruturas com orientação distinta a do fluxo do canal principal. DECELLES *et al.* (1983), citando observações de outros autores, exemplifica que a migração lateral e longitudinal de barras maiores, pode gerar estratificações cruzadas com orientação distinta a do fluxo principal. Em rios entrelaçados, os topos de barras emergem durante intervalos de baixa vazão. Assim, suas extremidades são retrabalhadas e formas de leito com orientação distinta a do fluxo principal se desenvolvem. A orientação dessas estruturas pode divergir até 90° em relação ao rumo do fluxo no canal principal.

Aspectos similares são constatados nos rios cascalhosos sinuosos atribuídos ao contexto deposicional da *Associação A*, cuja análise de dados de paleocorrentes é considerada crítica por MIALl (1996). Nestes rios, a migração lateral e longitudinal de unidades de barras de canais gera um padrão alternado de crescimento. Neste contexto, no local 2 da Bacia de Curitiba o rumo da migração lateral de barras cascalhosas é para nordeste (69°), enquanto o das barras arenosas adjacentes, é para sudeste (139°) (figura 32). Considerando as peculiaridades deste estilo fluvial; a tendência geral das paleocorrentes da bacia; o rumo de paleocorrentes do local 15, situado em posição mais interior, mas incluído na mesma associação; sugere-se que o rumo do fluxo dos canais da borda leste seria para noroeste.

No interior da bacia, nos domínios da *Associação B* a menor disponibilidade de dados dificultou a análise de fluxo dos sedimentos (figura 32). Esse fato se deve, sobretudo, ao caráter incipiente das estratificações cruzadas tabulares e acanaladas das barras arenosas com migração alternada. Conforme MIALl (1996), tais barras são formadas em rios de baixa sinuosidade, onde migram lateralmente e

longitudinalmente a jusante, resultando em planos de estratificação oblíquos em relação ao fluxo do canal principal.

Na área central, depósitos incluídos na *Associação C* apresentam rumos de paleocorrentes divergentes em relação ao restante da bacia. Com exceção do local 57, as resultantes exibem rumo para sudoeste (locais 1, 23 e 32) (figura 32). Segundo NICHOLS & FISCHER (2006), FISCHER *et al.* (2007), CAIN & MOUNTNEY (2009), e principalmente MIAL (1996); em rios entrelaçados rasos e perenes que ocupam a zona intermediária a distal, predominam formas de leito linguóides cuja migração é longitudinal em relação ao fluxo. Com base nas observações desses autores e nas características faciológicas da *Associação C*, é possível que as resultantes das paleocorrentes realmente correspondam ao rumo principal dos canais.

Além disso, a posição da *Associação C* no contexto da bacia coincide com as maiores profundidades do embasamento apresentadas por SALAMUNI (1998) (figura 30). Possivelmente, essa depressão pré-existente condicionou localmente a drenagem durante a sedimentação, fazendo com que canais menores convergissem para as porções mais baixas da bacia, ou mesmo, que distributários de maior ordem assumissem estilo fluvial meandrante em função da redução da declividade rumo ao centro da bacia. Considerando as observações sobre a variabilidade de estratificações cruzadas abordadas por DECELLES *et al.* (1983), os canais principais ainda assim poderiam fluir rumo a oeste. Os depósitos da *Associação C* situados a sudoeste (local 55) e a norte (locais 5, 30 e 31), exibem resultantes para noroeste.

Nas imediações da borda oeste, os sedimentos da *Associação D* correspondem a fluxos pouco confinados, com pouca ocorrência de feições de canais. Sob tais condições desenvolvem-se formas de leito com pequeno porte, que resultam em estratificações cruzadas e marcas onduladas com orientação transversal ao fluxo. Os depósitos situados a sul (local 52) e a norte (local 30) registram tendência de paleocorrentes para noroeste, porém, no local 3 o rumo sutilmente se desloca para norte. De forma similar a *Associação C*, tal anomalia possivelmente se relaciona ao contorno estrutural do embasamento (figura 30).

A *Associação E* que ocorre na parte oeste da bacia, apresenta tendência do rumo de paleocorrentes distinta com relação às demais associações. Os depósitos foram gerados por prováveis rios cascalhosos com fluxo pouco confinado. As

leituras, obtidas por meio da atitude do clastos, indicam rumos para leste e este-nordeste na porção sul (locais 72, 73 e 74). Um pouco mais a norte, nos locais 3 (onde se encontra em contato com a *Associação D*) e 11, os rumos são para nordeste (figura 32). A norte, as resultantes exibem sutil alteração dos rumos para sudeste (locais 47 e 67), e secundariamente, sul (local 75). De modo geral, as paleocorrentes apresentam tendência para o interior da Bacia de Curitiba.

A *Associação F*, situada na extremidade norte encontra-se entre as atuais bordas leste e oeste dos sedimentos da Bacia de Curitiba. Caracteriza-se por resultantes de paleocorrentes bem definidas, seguindo tendência regional, que também é reconhecida na *Associação C*. Os rumos são essencialmente para norte-noroeste (locais 40, 42 e 45) (figura 32).

No contexto geral da Bacia de Curitiba, são observadas duas tendências principais. Uma está relacionada às associações correlatas a borda leste (associações *A*, *B*, *C* e *D*), e foram obtidas em estratificações cruzadas de unidades arenosas. Tais associações são intergradativas, e com exceção da *Associação C*, exibem rumo médio de paleocorrentes para noroeste (figura 31, diagrama a). A outra tendência corresponde a dados obtidos em fácies cascalhosas e areno-cascalhosas da *Associação E*, por meio da atitude dos clastos. Nesta associação que ocorre de somente ao longo da borda oeste, as resultantes de paleocorrentes exibem rumos para este-nordeste (figura 31, diagrama b).

Contudo, se reconhece que a quantidade de dados obtidos por local é menor que a recomendada para tratamentos estatísticos, e, portanto, as resultantes de paleocorrentes podem não ser tão precisas. Além disso, partiu-se do princípio que as associações de fácies são coetâneas, pois não há guia estratigráfico seguro para separar dados de associações e paleocorrentes quanto ao momento de formação.

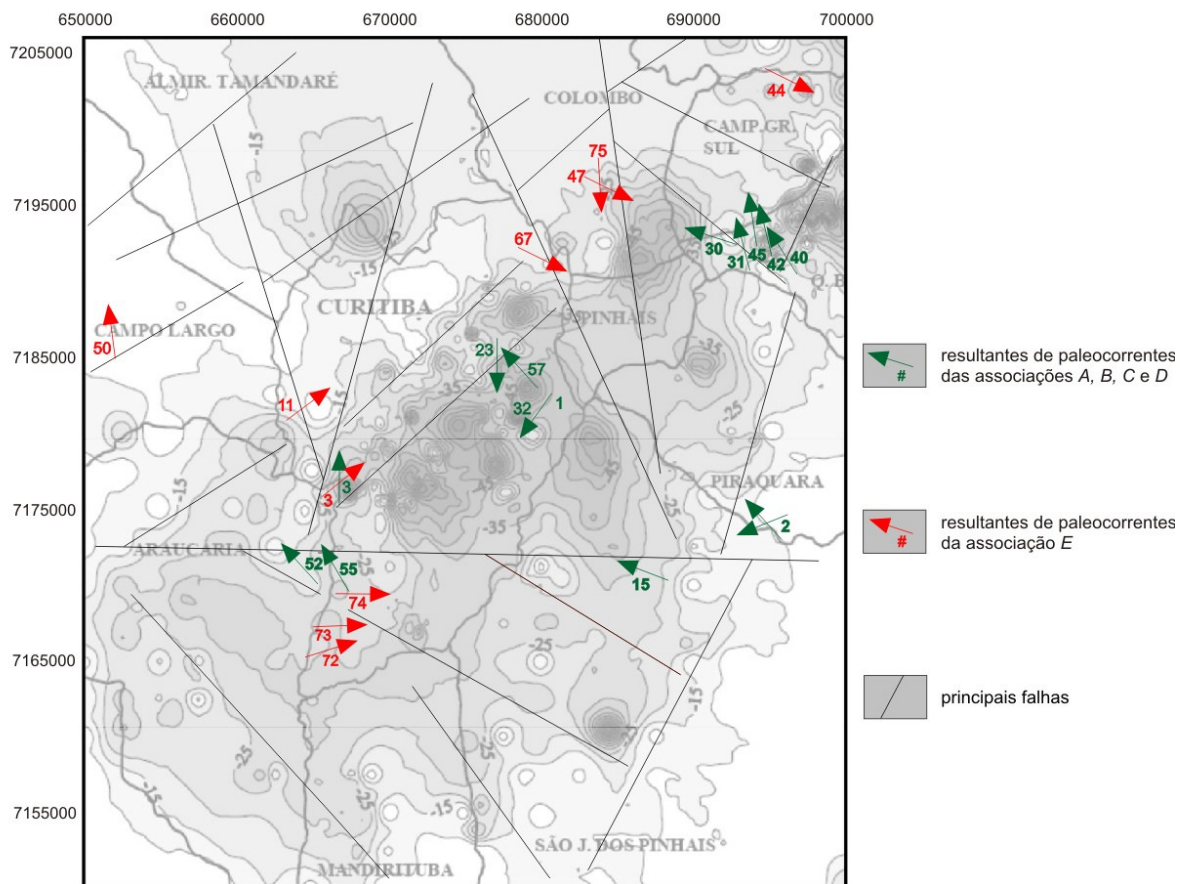


Figura 30: Sobreposição de resultantes de paleocorrentes ao mapa de isoprotundidades e principais estruturas que condicionam a calha da Bacia de Curitiba (modificado de SALAMUNI, 1998).

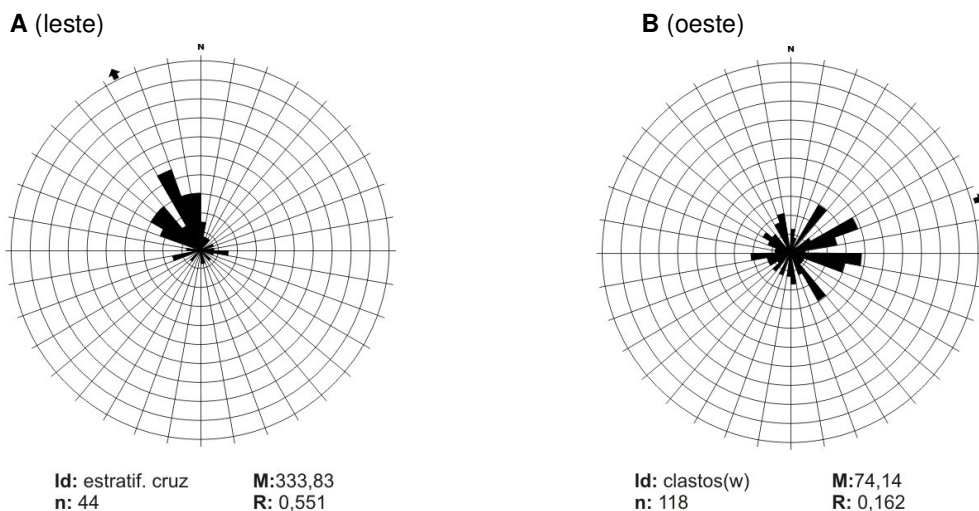


Figura 31: Diagramas de rosáceas com rumo médio de paleocorrentes: **a)** da atitude dos clastos obtida na Associação E; **b)** de estratificações cruzadas medidas nas associações A, B, C, D e F. O valor do círculo máximo é 20% e os intervalos concêntricos equivalem a 2%. O valor do círculo máximo é 20% e os intervalos concêntricos são de 2%. Convenções: (id) local; (n) numero de dados; (M) rumo médio; (R) dispersão de dados.

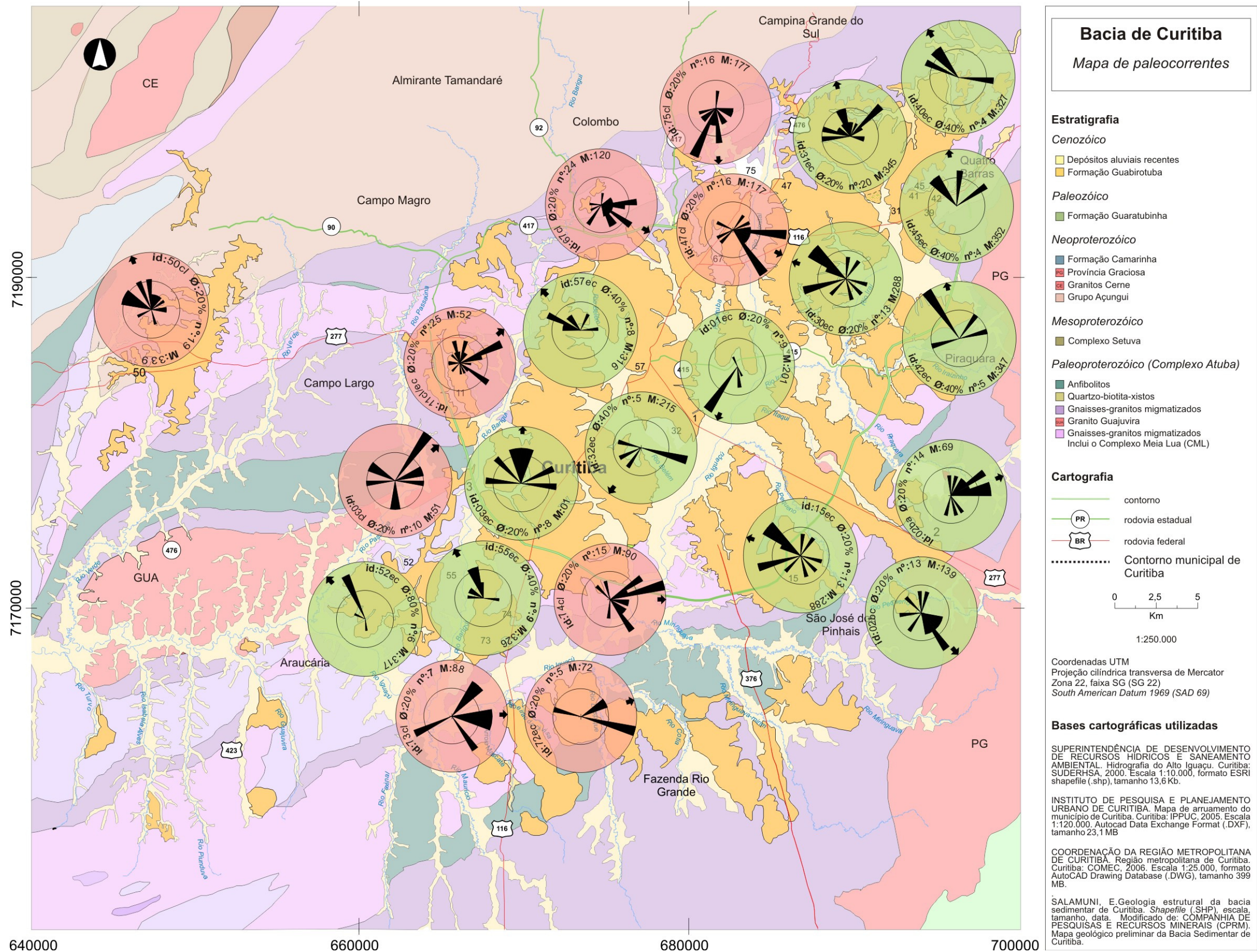


Figura 32: Dados de paleocorrentes obtidos nos sedimentos da Formação Guabirotuba. Os diagramas de fundo esverdeado correspondem a leituras obtidas em sedimentos das associações A, B, C e D; e os de fundo avermelhado às obtidas em sedimentos da Associação E. Os diagramas estão deslocados em relação a posição exata do afloramento.

8.3 CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO

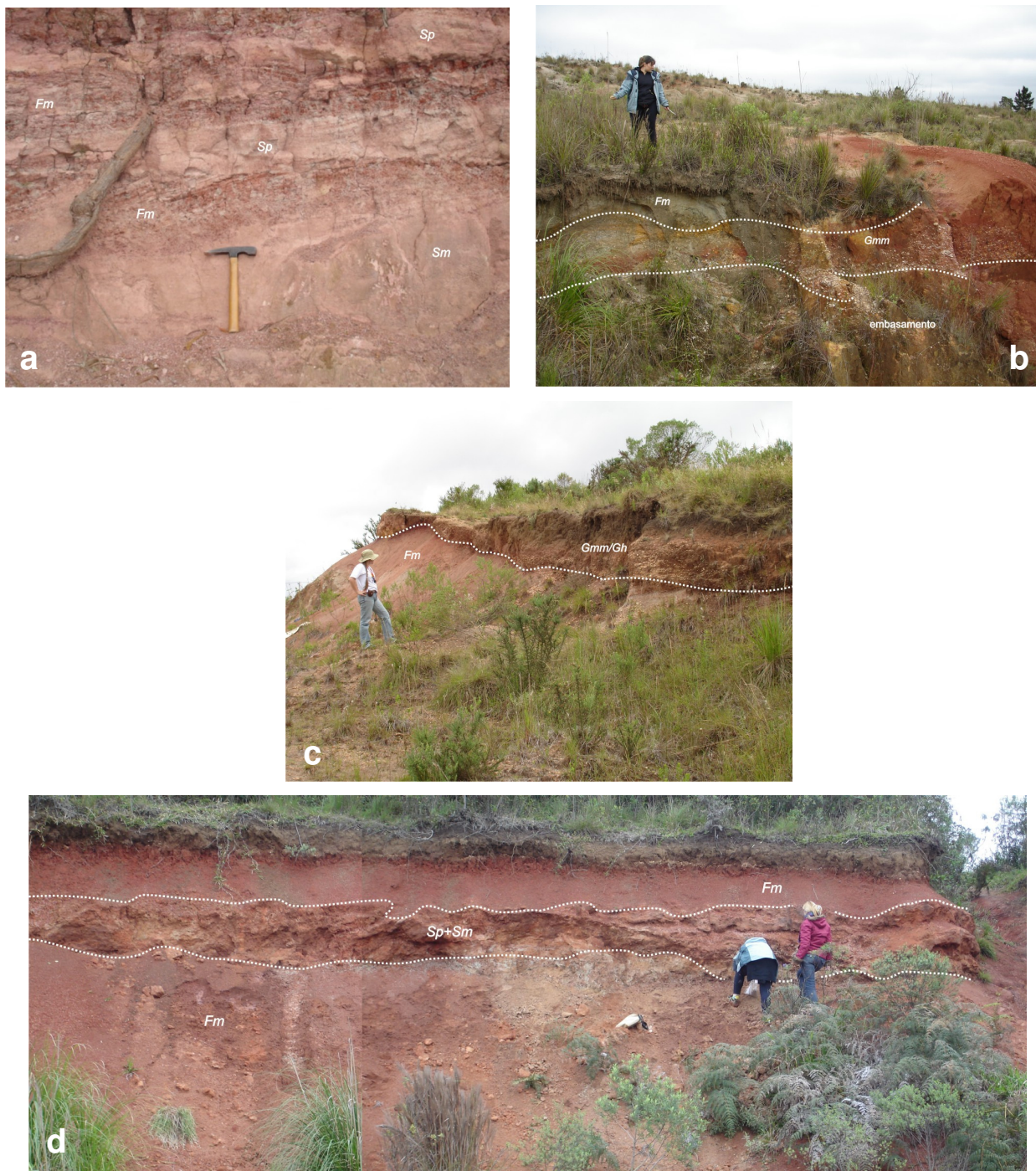
Os lineamentos estruturais que condicionam a calha da Bacia de Curitiba apresentados por SALAMUNI (1998) indicam que seu substrato era constituído por grábens e horstes menores, compondo depressão maior. Este contexto, associado rumos médios de transporte obtidos na presente pesquisa, indicam que as porções rebaixadas foram inicialmente preenchidas, e outras, que inicialmente constituíam obstáculos à sedimentação, foram encobertas depois. O preenchimento da bacia ocorreu em ambiente tectônico dinâmico, em que ajustes de blocos do embasamento propiciaram erosão e retrabalhamento sindeposicionais, cujo registro constitui um quadro estratigráfico relativamente complexo.

As associações de fácies *A*, *B*, *C* e *D*, pelas suas características faciológicas, arquitetônicas e de rumos de paleocorrentes, compõem um trato de sistemas continental fluvial, com transição entre as zonas proximais, intermediárias, e distais de sistemas de leques aluviais. A *Associação E*, contudo, contém características faciológicas e texturais distintas dessas associações, o que pode se relacionar aos gradientes de relevo, e, sobretudo, proveniência de sedimentos distinta. MACHADO (2009) estudou a proveniência dos sedimentos da Formação Guabirota por análise dos minerais pesados. A autora definiu duas populações de minerais pesados, a saber: a) *alto zircão*, com quantidades relativas entre 78 e 100%; e b) *baixo zircão*, com quantidades relativas entre 20 e 61% deste mineral. Conforme a natureza dos minerais identificados e os rumos de transporte determinados, supôs que a população *alto zircão* teve como área-fonte preferencial a província granítica Graciosa, enquanto a população *baixo zircão* pareceu-lhe ter o Complexo Atuba e o Grupo Açungui como principais áreas-fonte.

O aspecto externo tabular dos depósitos, a predominância de cascalhos a areias cascalhosas de matriz arenosa com menor quantidade de lama em relação aos depósitos da “borda leste” (associações *A*, *B*, *C* e *D*), e as cores primárias tipicamente amarronzadas e avermelhadas; são considerados aspectos diagnósticos dos depósitos da *Associação E*. Na área central da bacia são reconhecidos corpos arenosos avermelhados (fácies *Sp* e *Sm*) intercalados com lamas de cor cinza (fácies *Fm*) (figura 28, foto a). As fácies arenosas pertencentes às associações *A*, *B*, *C* e *D*, quando intercaladas com fácies lamosas ou cascalhosas não adquirem cores secundárias avermelhadas intensas. Este comportamento foi observado no oeste da

bacia (local 3), onde lamais maciças cinza da fácies *Fm* (*Associação D*) se encontram intercaladas com depósitos areno-cascalhosos (fácies *Gmm*) da *Associação E*. Próximo à superfície de contato, a fácies lamosa apresenta cor cinza esverdeada, mas se encontra “tingida” com tonalidades avermelhadas devido à liberação de óxidos/hidróxidos da fácies subjacente (figura 28, foto b). Este fato pode ser explicado por: a) os sedimentos da “borda oeste” são de composição mineralógica mais instável em relação aos demais; b) são mais permeáveis em função da menor proporção de finos, e, portanto, foram submetidos a processos pedogenéticos mais intensos, ou que envolveram a migração e cimentação de óxidos/hidróxidos de ferro; ou c) tais sedimentos já se encontravam alterados na área fonte ou o foram durante o transporte, e nesse caso, as cores avermelhadas e amarronzadas seriam primárias. As duas últimas hipóteses fundamentam-se na ocorrência de sedimentos com essa tonalidade em profundidade, identificados em descrições de perfurações para poços.

BECKER (1982) propôs a designação de Formação Tinguís para parte dos sedimentos da Formação Guabirotuba. A nova unidade proposta foi descrita nas partes sudoeste e oeste da bacia, áreas onde ocorre a *Associação E*. É possível que os contatos entre sedimentos oriundos das bordas leste e oeste, tenham formado superfícies erosivas bem definidas de abrangência apenas local (diastemas). Nesse caso, tais superfícies podem ser as referidas por (BECKER, 1982) como discordâncias erosivas existentes entre as formações Guabirotuba e Tinguís (figura 33, foto c). Com base nos mapas apresentados pela autora, visitou-se possíveis locais de exposição da Formação Tinguís em campo. Contudo, não foram reconhecidos sedimentos com características distintas às da Formação Guabirotuba; apenas o que aqui se consideram remanescentes pouco espessos da *Associação E* sobre o embasamento gnáissico alterado. Outro aspecto a ser considerado, é que no centro (local 1) e, sobretudo no norte da bacia (local 45); ocorrem areias cascalhosas avermelhadas (fácies *Sp*) com aspecto tabular, e superfícies limitantes com expressão lateral da ordem de centenas de metros, intercaladas com sedimentos lamosos acinzentados (fácies *Fm*) (figura 33, foto d). Portanto, supostos sedimentos descritos como pertencentes à Formação Tinguís, no sentido de BECKER (1982) não foram reconhecidos como unidade distinguível da Formação Guabirotuba.



Estampa 33: a) areias avermelhadas da fácies *Sp* intercaladas na fácies *Fm* fortemente mosqueada em vermelho, local 1; b) contato entre as associações de fácies *E* e *D* com o embasamento, local 3; c) fácies *Gmm* com clastos alinhados na horizontal, sobre lamas da fácies *Fm* (notar similaridade textural com cascalhos da Associação *E*), local 4; d) areias avermelhadas (fácies *Sp* e *Sm*) intercaladas com a fácies *Fm*; local 45.

A origem das discordâncias erosivas de BECKER (1982) são aqui interpretadas como diastemas, e estariam relacionadas a curtos hiatos deposicionais ocorridos em função da redução ou interrupção do aporte sedimentar das bordas. Esta hipótese implica que durante o intervalo de preenchimento, além dos pulsos tectônicos citados por SALAMUNI (1998), oscilações climáticas afetaram de maneira distinta as bordas leste e oeste.

A maior espessura e extensão dos depósitos oriundos de leste não implicam que os movimentos verticais das falhas que delimitam o compartimento a leste tenham sido maiores. Os rumos médios de paleocorrentes indicam que as porções mais baixas do compartimento principal da bacia situavam-se a oeste-noroeste, situação coerente com as profundidades atuais obtidas por SALAMUNI (1998). De acordo com este autor, as “ombreiras” da bacia corresponderiam a Serra do Mar a leste (sobretudo rochas granitóides da Província Graciosa), e a Serra do Açungui (rochas metassedimentares do Grupo Açungui) a oeste (figura 34). Essas elevações também correspondem às principais áreas de proveniência dos sedimentos da Formação Guabirota segundo estudos de minerais pesados (MACHADO, 2009).

É possível que tais rochas tenham submetido-se a episódios tectônicos e climáticos similares, contemporâneos e posteriores ao intervalo de deposição da Formação Guabirota. Considerando a maior estabilidade mineralógica média dos litotipos da Província Graciosa, é provável que a Serra do Mar no Paleoceno era mais elevada em relação às fontes situadas a oeste. Assim, partilhando das idéias de BIGARELLA & SALAMUNI (1962), o espesso perfil de alteração, submetido à instabilidade gravitacional e a ação das chuvas torrenciais mais intensas, resultaria em maior aporte sedimentar da borda leste.

8.4 PALEOGEOGRAFIA

A tectônica extensional iniciada no Paleoceno gerou grábens e horstes menores, que juntos compuseram depressão maior onde se acumularam os sedimentos que preencheram a bacia. As maiores profundidades e principais lineamentos identificados por SALAMUNI (1998), associados os resultados da análise de paleocorrentes deste estudo, permitem supor que as áreas mais baixas situavam-se na porção central adjacente à atual borda oeste. Com o progressivo rebaixamento do nível de base regional e maior exposição de áreas elevadas do

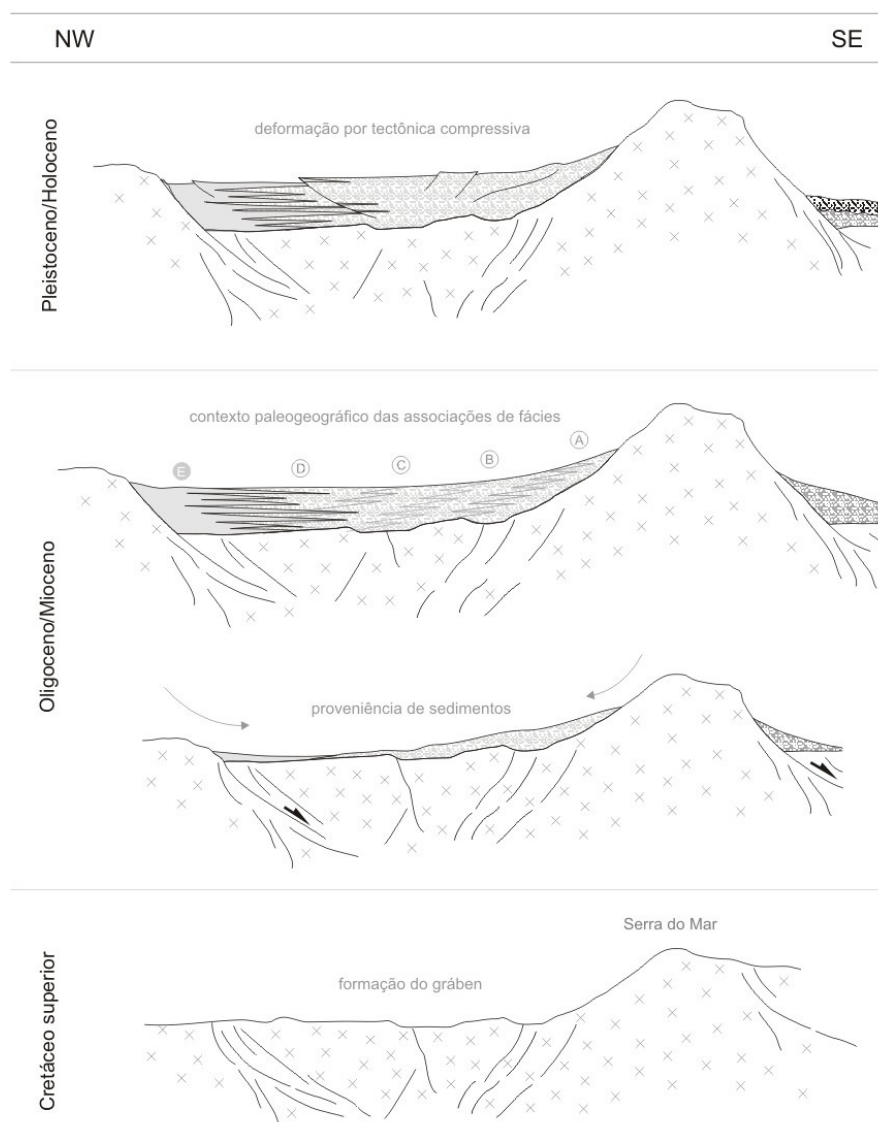


Figura 34: Seção transversal contendo evolução tectônica (adaptada e modificada de SALAMUNI *et al.* 2003) e suposto arcabouço estratigráfico da Formação Guabirotuba. A Associação F ocupa posição central mais setentrional, e portanto, não aparece no perfil.

embasamento adjacente, leques aluviais secundários se desenvolveram junto à horstes internos. Sobretudo ao longo das bordas principais, sistemas de leques aluviais coalescentes foram alimentados por detritos provenientes de áreas altas vizinhas. A leste, a Serra do Mar constituía abundante área fonte de sedimentos, com altitudes possivelmente superiores às atuais. A oeste, as áreas-fonte do Grupo Açungui apresentavam altitudes menores, ou/e estavam mais distante que fontes situadas a leste.

Nas vertentes ocidentais da Serra do Mar, o manto de intemperismo mobilizado por chuvas torrenciais convergiu para vales dominados por correntes de

alta energia. Ao adentrar a Bacia de Curitiba, fluxos antes confinados espalharam-se em sistemas de leques aluviais. Conforme os leques progradiam rumo a oeste-noroeste, estilos fluviais distintos se desenvolveram de acordo com as condições físicas do ambiente.

Adjacente à borda leste, rios sinuosos com barras cascalhosas e arenosas coexistiram com fluxos de detritos cascalhosos e lamosos (figura 35, bloco a). Seus depósitos correspondem à zona proximal dos leques aluviais e a *Associação de fácies A*. Gradualmente rumo ao interior da bacia, o transporte e a sedimentação passaram a ser dominados por rios sinuosos com barras arenosas, que atravessavam planícies de inundação lamosas, formadas por depósitos mais antigos de fluxos gravitacionais e transbordamentos (figura 35, bloco b). Esse decréscimo da energia nos processos de transporte caracterizava a transição para a zona intermediária-proximal. Os sedimentos depositados nesse contexto correspondem a *Associação de fácies B*, que se encontra melhor preservada na porção sul e sudeste da Bacia de Curitiba.

Com a redução da declividade em direção à área central da bacia, os fluxos sedimentares passaram a ocorrer em canais fluviais rasos e amplos em que se desenvolveram principalmente barras arenosas linguóides (figura 35, bloco c). Nos intervalos de baixa vazão, fluxos gravitacionais lamosos se intercalavam com depósitos de canais menores entrelaçados, e retrabalhavam depósitos de barras. Essa dinâmica deposicional é atribuída à zona intermediária-distal, cujos depósitos resultantes correspondem a *Associação C*, melhor preservada no centro-oeste, e secundariamente, norte da Bacia de Curitiba.

Nas áreas de topografia suave, canais com pequenas dimensões eram incapazes de acomodar o aporte sedimentar oriundo de montante. Deste modo, fluxos laminares arenosos espalhavam-se sobre a planície de inundação lamosa, formada por depósitos de fluxos lamosos e de lagoas efêmeras mais antigas (figura 35, bloco D). Nesse ambiente interior de maior estabilidade, também influenciado pela umidade de origem freática; a vegetação se desenvolveu formando horizontes pedogenéticos. Tais características ambientais são atribuídas à zona distal dos leques aluviais da Formação Guabirotuba, cujos remanescentes sedimentares constituem a *Associação de fácies D*; que ocorre na borda sudoeste, e em áreas mais restritas a oeste e a norte da Bacia de Curitiba.

A distribuição das associações de fácies indica que um sistema de rios entrelaçados com rumo geral leste-nordeste, se instalou sobre a zona distal dos leques na borda oeste da bacia. Esses rios integravam um sistema de leques aluviais amplos e com menores declividades, com dinâmica deposicional similar a de planícies entrelaçadas (figura 35, bloco e). Os canais eram pouco confinados, com barras longitudinais arenosas que se intercalavam às barras cascalhosas, sobretudo em intervalos de baixa vazão. O sistema fluía para o interior da Bacia de Curitiba, e era alimentado por fontes possivelmente situadas em rochas do Grupo Açungui. Os sedimentos depositados neste contexto correspondem a *Associação de fácies E*. Em posição mais interior na bacia, a intercalação de tais sedimentos com os das associações *C* e *D*, indica a possibilidade das porções intermediárias a distais de leques aluviais da borda oeste, ocasionalmente avançarem sobre os da borda leste, atingindo a área central e o norte.

Na atual parte nordeste da bacia, os rios escoavam para norte-noroeste, e possivelmente recebiam tributários da borda leste e oeste. Eventos de ocorrência sazonal conferiam-lhes capacidade para ora transportarem sedimentos mais grossos, ora abandonar seus canais e depositar sedimentos mais finos. Esta dinâmica associada à baixa declividade do terreno resultou na formação de canais migratórios sinuosos, típicos de sistemas fluviais meandrantos (figura 35, bloco f). Os depósitos gerados sob esse contexto correspondem a *Associação de fácies F*, que abrange fácies arenosas com maior maturidade textural em relação às demais associações.

9 CONCLUSÕES

A análise das associações de fácies, elementos arquitetônicos e hierarquia das superfícies limitantes proposta por MIALL (1996), se mostrou eficaz na discussão do contexto deposicional da Bacia de Curitiba. Os resultados obtidos indicam que a tectônica pós-deposicional não foi intensa suficiente para comprometer a distribuição original das associações de fácies.

A Formação Guabirotuba foi subdividida em seis associações de fácies. As designadas de *A*, *B*, *C* e *D* correspondem a depósitos de sistemas fluviais que se sucedem da borda leste para o interior da bacia, onde os sedimentos exibem decréscimo da granulação e aumento na diversidade de fácies relacionadas a processos fluviais de canais e de planície de inundação.

A *Associação de fácies E* está relacionada com sistemas de leques aluviais provindos da borda oeste, e seus depósitos também apresentam variações faciológicas rumo ao interior da bacia. A presença de remanescentes delgados diretamente sobre o embasamento, isolados a oeste da bacia, suporta a possibilidade da bacia originalmente ser mais extensa para oeste.

O ambiente deposicional atribuído aos sedimentos da *Associação de fácies F* é similar ao constatado na Formação Piraquara por COIMBRA *et al.* (1995). Porém, a ausência de referenciais estratigráficos confiáveis impossibilita situá-la em intervalo deposicional distinto do das demais associações.

As características faciológicas da Formação Guabirota indicam deposição por sistemas de leques aluviais, conforme proposto por BIGARELLA & SALAMUNI (1962). Porém, o domínio de processos fluviais, a abundante quantidade de lama e a ausência de fácies eólicas e ventifactos como arcabouço dos sedimentos cascalhosos; sugerem que a deposição ocorreu em condições de clima relativamente úmido.

É possível que os calcretes pertençam a porção inferior da Formação Guabirota, e portanto, correspondam a registro de condições semi-áridas no início da deposição. Novamente, a ausência de intervalos de referência estratigráfica definidos dificulta a verificação desta hipótese. É importante salientar que a ocorrência de calcretes, por si só, não indica condições climáticas semi-áridas, pois estes também se formam em climas úmidos com estações chuvosas bem definidas. Estudos palinológicos nas formações Itaquaquecetuba e Resende (Bacia de São Paulo), correlatas da Bacia de Curitiba, identificam palinoflora típica de clima úmido não tropical.

A relação das crostas ferruginosas com sedimentos da *Associação E* não é clara. Sua gênese pode vincular-se tanto a processos pedogenéticos mais recentes ou contemporâneos a sedimentação, o que no caso, sustentaria a interpretação de clima mais úmido durante a deposição da Formação Guabirota. Nos documentos de perfurações para poços de água são descritos sedimentos oxidados em profundidade, porém, neles não constam referências a fragmentos de crostas ferruginosas.

A Formação Tinguis (BECKER, 1982) não foi considerada unidade distinta e nem produto de alteração dos sedimentos da Formação Guabirota. As características texturais descritas pela autora encontram correspondência nos

depósitos da *Associação de fácies E*, coetânea das demais associações identificadas. Contexto estratigráfico semelhante a este é observado no intervalo oligo-miocênico da Bacia de São Paulo, onde depósitos da Formação Itaquapecetuba estão mais preservados na parte oeste, mas rumo ao centro, se intercalam com os da Formação Resende, o que indica deposição contemporânea dessas unidades.

Os rumos médios de paleocorrentes obtidos nas associações de borda indicam transporte predominante para o interior, com convergência para o setor norte. Nesse setor, os rumos obtidos na *Associação C* e, sobretudo na *Associação F*, exibem tendência para norte-noroeste. Tais fatos sugerem possível extensão pretérita da Bacia de Curitiba para norte-noroeste que, eventualmente, comunicava-se com depressões cogenéticas no vale do rio Ribeira. Situação similar a essa é constatada entre bacias de São Paulo e Taubaté, também incluídas no Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Lá, a segmentação das bacias foi acompanhada por captura de drenagem que modificou o curso dos rios Tietê e Paraíba do Sul, originando o “cotovelo” do rio Paraíba do Sul, conforme postulou AB’SABER (1957).

Estudos sistemáticos de caracterização e análise da distribuição das associações de fácies, sobretudo da *Associação E*, são necessários para elucidação de questões ainda pouco esclarecidas neste estágio de conhecimento. Para tanto considera-se interessante realizar análises granulométricas sistemáticas das associações de fácies, assim como correcioná-las com dados de subsuperfície. Caracterizar e compreender melhor os processos e produtos paleopedogenéticos e obter idades absolutas para os depósitos, deve trazer elementos importantes para o estabelecimento do contexto e evolução deposicional da Bacia de Curitiba. Quanto ao aporte de sedimentos, controle tectônico e evolução paleogeográfica, estudos sistemáticos de paleocorrentes nas porções norte e sul da bacia, bem como em eventuais depósitos sedimentares remanescentes situados nos municípios de Campo Largo e Tijucas do Sul são necessários. Sobretudo, é importante, abordar a evolução tectono-sedimentar da Bacia de Curitiba em contexto regional amplo, que inclua os grábens de Paranaguá, Sete Barras, Cananéia, vale do alto rio Ribeira e a Depressão do Piraí/Iapó.

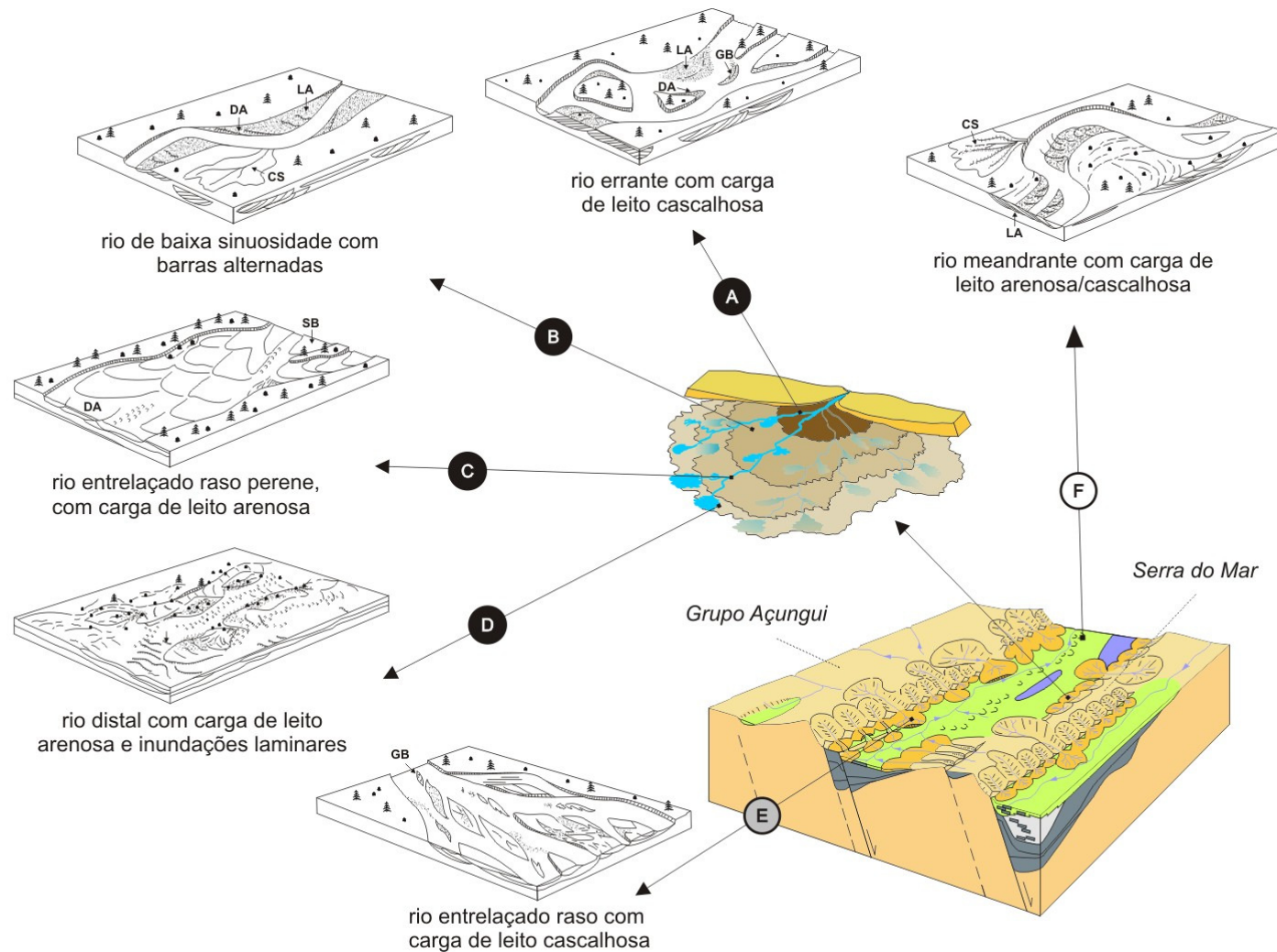


Figura 35: Ambientes deposicionais interpretados para a Formação Guabirotuba, Bacia de Curitiba (gravuras modificadas e adaptadas de BRIDGE, 2006; NICHOLS & FISCHER, 2007; MIAL, 1996).

10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL SOBRE AS MARGENS CONTINENTAIS DO TIPO ATLÂNTICO, Nº 48, 1976, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Academia Brasileira de Ciências, 1976, v.48, p.15-26.

AB'SABER, A.N.; BIGARELLA, J.J. Superfícies aplainadas do Primeiro Planalto do Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, v. 4/5, p. 116-125, 1961.

BECKER R.M. **Distribuição dos sedimentos cenozóicos na Região Metropolitana de Curitiba e sua relação com a estrutura geológica e morfológica regional**. 237 p. Tese de Doutorado – Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1982.

BATEZELLI, A.; BASILICI, G. Arquitetura e mecanismos deposicionais em sistemas aluviais holocênicos de clima árido no oeste argentino e comparação com depósitos neocretáceos brasileiros. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 37, n. 4, p. 821-840, 2007.

BASEI M.S.A.; SIGA JR. O.; MACHIAVELLI A.; MANCINI F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 22, n. 2, p. 216-221, 1992.

BIGARELLA, J.J., & SALAMUNI, R. Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba. **Boletim da Universidade Federal do Paraná**, Curitiba, n. 7, 1962.

BIGARELLA, J. J. Bacia de Curitiba. In: BIGARELLA, J. J. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais**. Florianópolis: Editora da UFSC, v.3, 2003, p.1221-1248.

BRIDGE, J. S.. *Fluvial Facies models: recent developments*. In: POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. (ed). **Facies Models Revisited**. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Tulsa, Oklahoma, U.S.A, 2006.

CAIN, S. A.; MOUNTNEY, N. P. *Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: the Permian Organ Rock Formation, South-east Utah, USA*, **Sedimentology** , v. 56, n. 6, 2009.

COIMBRA, A. M. ; FERNANDES, L. A. ; MORAES, M. C. ; MELO, Mário Sérgio de . Métodos de estudo de litologias e paleocorrentes de cascalhos em terraços do baixo Ribeira do Iguape (SP). In: CONGRESSO DA ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS, 1992, Rio de Janeiro. **Anais...** ;Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, v. 64, n. 3, 1992. p. 253-267.

COIMBRA, A. M.; SANT'ANA, L.G.;VALARELLI, J.V.;. Bacia de Curitiba: estratigrafia e correlações regionais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1995. p. 135-137.

COORDENAÇÃO DA REGIÃO METROPOLITANA DE CURITIBA. **Região metropolitana de Curitiba**. Curitiba: COMEC, 2006. Escala 1:25.000, formato *AutoCAD Drawing Database* (.DWG), tamanho 399 MB.

COORDENAÇÃO DA REGIÃO METROPOLITANA DE CURITIBA. **Região metropolitana de Curitiba**. Curitiba: COMEC, 2006. Escala 1:50.000, formato *AutoCAD Drawing Database* (.DWG), tamanho 26,2 MB.

CURY, L. F. ; SIGA JUNIOR, O. ; HARARA, O. M. M. ; PRAZERES FILHO, H. J. ; BASEI, M. A. S. . Aspectos Tectônicos das Intrusões dos Granitos do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo, Sudeste do Pré-cambriano Paranaense. Estudo Baseado em Datações 39^{Ar} - 40^{Ar} em Micas. **Geologia USP**, Série Científica, São Paulo, v. 8, p. 87-104, 2008.

DECELLES P. G. ;LANGFORD R. P. ; SCHWARTZ R. K . *Two new methods of paleocurrent determination from trough cross-stratification*. **Journal of Sedimentary Research**, v. 53; n. 2; p. 629-642, 1983.

FISHER, J, NICHOLS, G & WALTHAM, D. ***Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributory systems***. *Sedimentary Geology*, v. 195, p. 55-73, 2007.

FIORI, A. P.; GASPAR, Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozóico Superior), Paraná, Sul do Brasil. **Boletim do Instituto de Geociências IgC- USP**, São Paulo, série Científica, v. 24, p. 1-19, 1993.

GALLOWAY, W. E. & HOBDAV, D. K. ***Terrigenous Clastic Depositional Systems: Applications to Petroleum, Coal and Uranium Exploration***. New York: Springer Verlag, 1983.

GUALDA, G. A .R. ; VLACH, S. R .F. *The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization*. In: Congresso da Academia Brasileira de Ciências. **Anais...** Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências. 79(3): 405-430, 2007.

INSTITUTO DE PESQUISA E PLANEJAMENTO URBANO DE CURITIBA. **Mapa de arruamento do município de Curitiba**. Curitiba: IPPUC, 2005. Escala 1:120.000. *Autocad Data Exchange Format* (.DXF), tamanho 23,1 MB.

LIMA, F. M. ; MELO, M. S. Fases de deformação e estruturas associadas à Depressão do Piraí, PR. In: XV Encontro Anual de Iniciação Científica da UEPG, 2006, Ponta Grossa. **Resumos...** Ponta Grossa: UEPG, 2006.

LIMA; F. M. **Caracterização geológica da Depressão do Piraí, Castro-PR**. UEPG. 58 p. Trabalho de conclusão de curso de graduação em Geografia – Universidade Estadual de Ponta Grossa-PR, Ponta Grossa, 2007.

LIMA, F. M.; FERNANDES, L. A. . Faciologia e ambientes deposicionais da bacia sedimentar de Curitiba, Paraná.. In: XI Seminário do Curso de pós-graduação em Geologia da UFPR, 2008, Curitiba. **Resumos...** do XI Seminário do Curso de pós-graduação em Geologia da UFPR. Curitiba: Programa de Pós-graduação em Geologia, 2008.

LIMA, F. M. ; FERNANDES, L. A. ; MELO, M. S. ; GUIMARÃES, G. B. ; GOES, A. M.; MACHADO, D.A.M. ; LEMOS, J. ; PERICO, E. ; MELO, T.F.S. . Preenchimento sedimentar da Bacia de Curitiba In: Congresso Brasileiro de Geologia, nº 44, 2008, Curitiba. **Anais...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Paraná, 2008. v. único. p. 129-129.

MACHADO, D.A. M. ; GOES, A. M. ; LEMOS, J. ; FERNANDES, L. A. ; LIMA, F. M. ; MELO, M. S. ; GUIMARÃES, G. B. Proveniência de sedimentos da Bacia de Curitiba por estudos de minerais pesados. In: 44 Congresso Brasileiro de Geologia, nº 44, 2008, Curitiba. **Anais...** Curitiba : Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Paraná, 2008. v. único. p. 967-967.

MACHADO, D. A. M. **Proveniência de sedimentos da Bacia de Curitiba por estudos de minerais pesados**. 54p. Dissertação de Mestrado – Pós-graduação em Geologia exploratória, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2009.

MELO, M. S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M.; COIMBRA, A. M. Geologia e evolução do sistema de Bacias Tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 15, n. 3, p. 194-199, 1985.

MELO, M. S. **A Formação pariquera-açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese**. 211 p. Dissertação de mestrado – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990.

MIALL, A.D. *Alluvial Deposits*. In: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. ***Facies Models: response to sea level change***. Toronto, Canada, Geological Association of Canada, second edition, 1992, p. 120-139.

MIALL, A.D. 1996. ***The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology***. Toronto: Springer Verlag, 1996.

MILANI, E.J; MELO, J.H.G; SOUZA, P.A; FERNANDES, L.A; FRANÇA, A.B. 2007. Bacia do Paraná. In: **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, Petrobras, 2007, v.15, n.2, p. 265-287.

MINERAIS DO PARANÁ S/A. **Mapa geológico do Estado do Paraná**. Escala 1:1.000.000, formato *Autocad Data Exchange Format* (.DXF), Curitiba: MINEROPAR, 2001. tamanho 1,79 MB.

MORO, R. de P. X.; BRITO NEVES, B. B. Nota Explicativa do Mapa Geológico da Formação Camarinha -PR. **Boletim Paranaense de Geociências**. Curitiba, n. 55, p. 43-51, 2004.

NICHOLS G.J.; FISHER J.A. *Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits*. Elsevier, ***Journal of Sedimentary Geology***, v. 195, p.75-90, 2007.

PERICO, E.; URBAN, C. ; FERNANDES, L. A. . Caracterização textural e mineralógica de calcretes da Fm. Guabirota, Bacia de Curitiba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracaju. **Anais...** Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, 2006. p. 276-276.

PERICO, E.; URBAN, C.; FERNANDES, L. Al. Faciologia e ambientes deposicionais da Bacia de Curitiba. In: EVENTO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ, 15, 2007, Curitiba. **Resumos...**Curitiba: Universidade Federal do Paraná, v. único, 2007. p. 251.

PRAZERES FILHO, H.; HARARA, O.M.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; SIGA JR., O. Litoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. **Geologia-USP**, Série Científica, São Paulo, v. 3, p. 51-70, 2003.

RICCOMINI, C. **O rift continental do Sudeste do Brasil**. 256 p. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A.L. Evolução Geológica do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO NETO, V. *et al.* (org.). **Geologia do Continente Sul Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. 1ª Edição. São Paulo: Beca Editora, 2004. Cap. XXIII, p. 383-405.

RUST, B.R; KOSTER, E. H. *Coarse Alluvial Deposits*. In: WALKER, R.G. **Facies Models**. Toronto, Canada, Geological Association of Canada, second edition, 1984, p. 53-69.

SALAMUNI, E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)**. 214p. Tese de Doutorado – Pós-graduação em Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1998.

SALAMUNI, E. & SALAMUNI, R., Contribuição à Geologia da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR). **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, n. 47, p. 123-142, 1999.

SALAMUNI, E; EBERT, H. D; BORGES, M. S.; HASUI, Y; COSTA, J. B. S; SALAMUNI, R. Tectonics and Sedimentation in the Curitiba Basin, south of Brasil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.15, p.901-910, 2003.

SALAMUNI, E.; EBERT, H. D. ; HASUI, Y . Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 34, n. 4, p. 469-478, 2004.

SIGA JUNIOR, O. ; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; MACHIAVELLI, A.; HARARA, O.M. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. **Geologia-USP**, Série Científica, São Paulo, n. 26, p. 69-98, 1995.

SIGA JUNIOR; BASEI, M. A. S.; PASSARELLI, C. R., HARARA, O. M.; SATO, K. ; CURY, L. F.; PRAZERES FILHO, H. J. Geocronologia de rochas gnáissico-migmatíticas e sienograníticas do Núcleo Setuva (Pr): implicações tectônicas. **Revista Brasileira de Geociências**, V. 37, n. 1, p.114-128, 2007.

SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. 1ª edição. São Paulo: Editora Edgar Blucher Ltda, 2003.

SUGUIO, K. **Introdução a sedimentologia**. São Paulo: Editora Edgar Blucher Ltda, Editora da Universidade de São Paulo, 1973.

SUPERINTENDÊNCIA DE DESENVOLVIMENTO DE RECURSOS HÍDRICOS E SANEAMENTO AMBIENTAL. **Hidrografia do Alto Iguaçu**. Curitiba: SUDERHSA, 2000. Escala 1:10.000, formato *ESRI shapefile* (.shp), tamanho 13,6 Kb.

ZALAN, P. V.; OLIVEIRA, J.A.B. Origem e evolução do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.13, n.2, p. 269-300, 2005.

WALKER, R.G.; CANT, D.J. *Sandy alluvial systems*. In: WALKER, R.G. ***Facies Models***. Toronto, Canada, Geological Association of Canada, second edition, 1984, p. 71-89.